



HAL
open science

**TRAJECTOIRES DE DEFORMATION FINIE ET
INTERPRETATION CINEMATIQUE Modeles
numériques et application à des exemples régionaux (**
Bretagne centrale et Alpes penniques)

Emmanuel Barbotin

► **To cite this version:**

Emmanuel Barbotin. TRAJECTOIRES DE DEFORMATION FINIE ET INTERPRETATION CINEMATIQUE Modeles numériques et application à des exemples régionaux (Bretagne centrale et Alpes penniques). Sciences de la Terre. Université de rennes 1987. Français. NNT : . tel-01576122

HAL Id: tel-01576122

<https://insu.hal.science/tel-01576122>

Submitted on 22 Aug 2017

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.

23 JAN. 1990



BARBOTIN

TRAJECTOIRES DE DEFORMATION FINIE ET INTERPRETATION CINEMATIQUE

Modeles numériques et application à des exemples régionaux

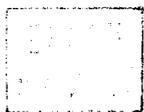
(Bretagne centrale et Alpes penniques)

EXCLU
DU PAYS

INSTITUT de GÉOLOGIE de RENNES	
Numéro d'inventaire Bibliothèque	5853



N° d'Ordre : *JA*



THESE
Présentée

D E V A N T L ' U N I V E R S I T E D E R E N N E S I

U.E.R...SCIENCES.ET.PROPRIETES.DE.LA.MATIERE.....

pour obtenir

le titre de Docteur de l'Université de RENNES

PAR

Emmanuel BARBOTIN

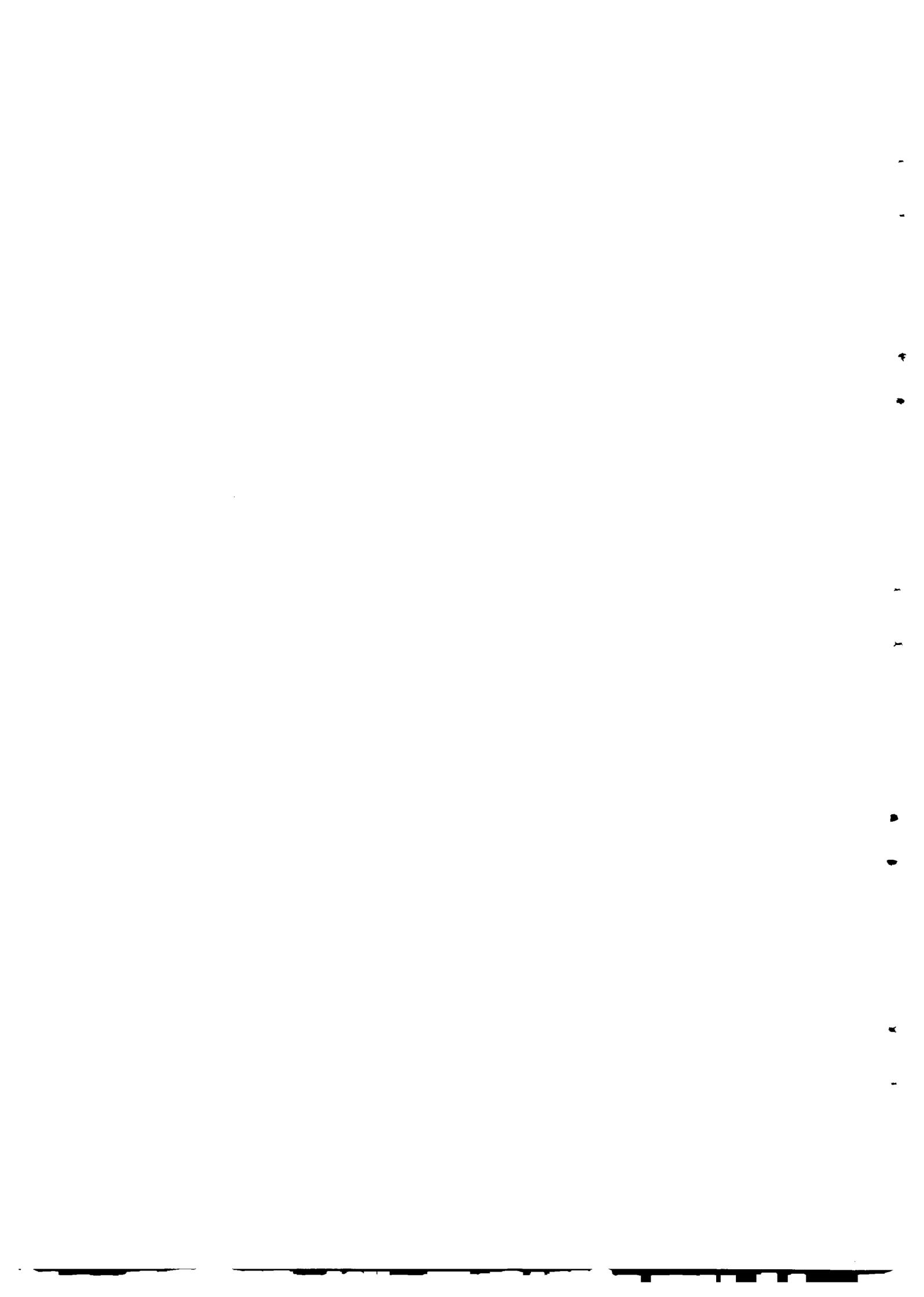
Sujet de la Thèse

TRAJECTOIRES DE DEFORMATION FINIE ET INTERPRETATION CINEMATIQUE
 Modèles numériques et applications sur des exemples régionaux
 (Bretagne centrale et Alpes Penniques)

Soutenu le devant la Commission d'Examen

- MM.
- P. CHOUKROUNE
- J.P. BRUN
- P.R. COBBOLD
- C. LE CORRE
- M. MATTAUER
- S. SCHMID

de l'Institut Géologique de l'Université
 Alpes Penniques



23 MAR 1990

-- PLAN DU MEMOIRE --

INTRODUCTION GENERALE

I - APPROCHE METHODOLOGIQUE ET THEORIQUE p. 3

1. Généralités p. 5

2. Approche numérique de la construction des trajectoires p. 13

3. Le problème de l'interprétation géométrique des trajectoires p. 33

II - APPLICATION A DES EXEMPLES REGIONAUX p. 73

1. Le domaine centre armoricain p. 75

2. Le domaine pennique des Alpes centrales p. 119

CONCLUSIONS GENERALES p. 155

ANNEXE I

Développement des équations de compatibilité

ANNEXE II

Construction des modèles théoriques

ANNEXE III

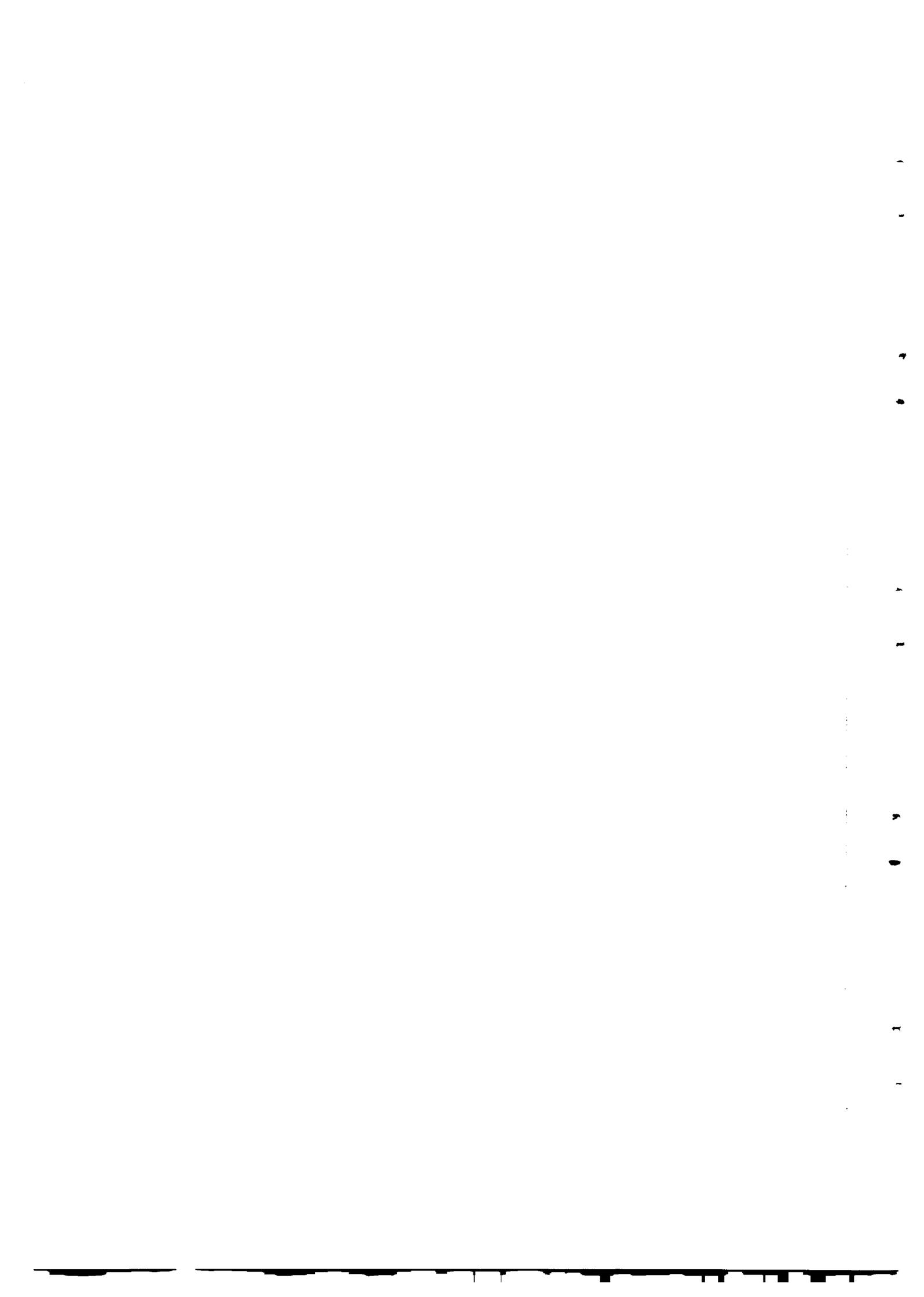
Mise en place du programme de tracé automatique

ANNEXE IV

Cartes et Tableaux de valeurs des donnée utilisées

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

INSTITUT de GÉOLOGIE	
de STRASBOURG	
Numero d'inventaire Bibliothèque	5853



INTRODUCTION GENERALE

La cartographie des directions principales de déformation finie est devenue un élément essentiel de l'analyse structurale. Elle est généralement réalisée à partir de la mesure des plans de schistosité et des linéations d'étirement, une majorité d'analystes considérant actuellement que ces objets sont, respectivement, assimilables au plan principal de déformation XY et à la direction de l'étirement maximum X (RAMSAY 1967; SIDDANS 1972; WOOD 1974; WILLIAMS 1976).

Sur la base de la cartographie de ces directions, une méthode de plus en plus répandue consiste à construire les trajectoires de déformation correspondantes et à en effectuer l'analyse. Ceci peut être fait à n'importe quelle échelle, cependant, d'un point de vue pratique, cette méthode est particulièrement intéressante lorsque l'on étudie un champ de déformation à une échelle régionale. En effet, dans la plupart des exemples naturels de champs de déformation ductile et contrairement aux autres marqueurs de la déformation (galets, fossiles, taches de réduction...), la schistosité et la linéation d'étirement offrent une répartition généralement très homogène et, de plus, sur des surfaces souvent importantes.

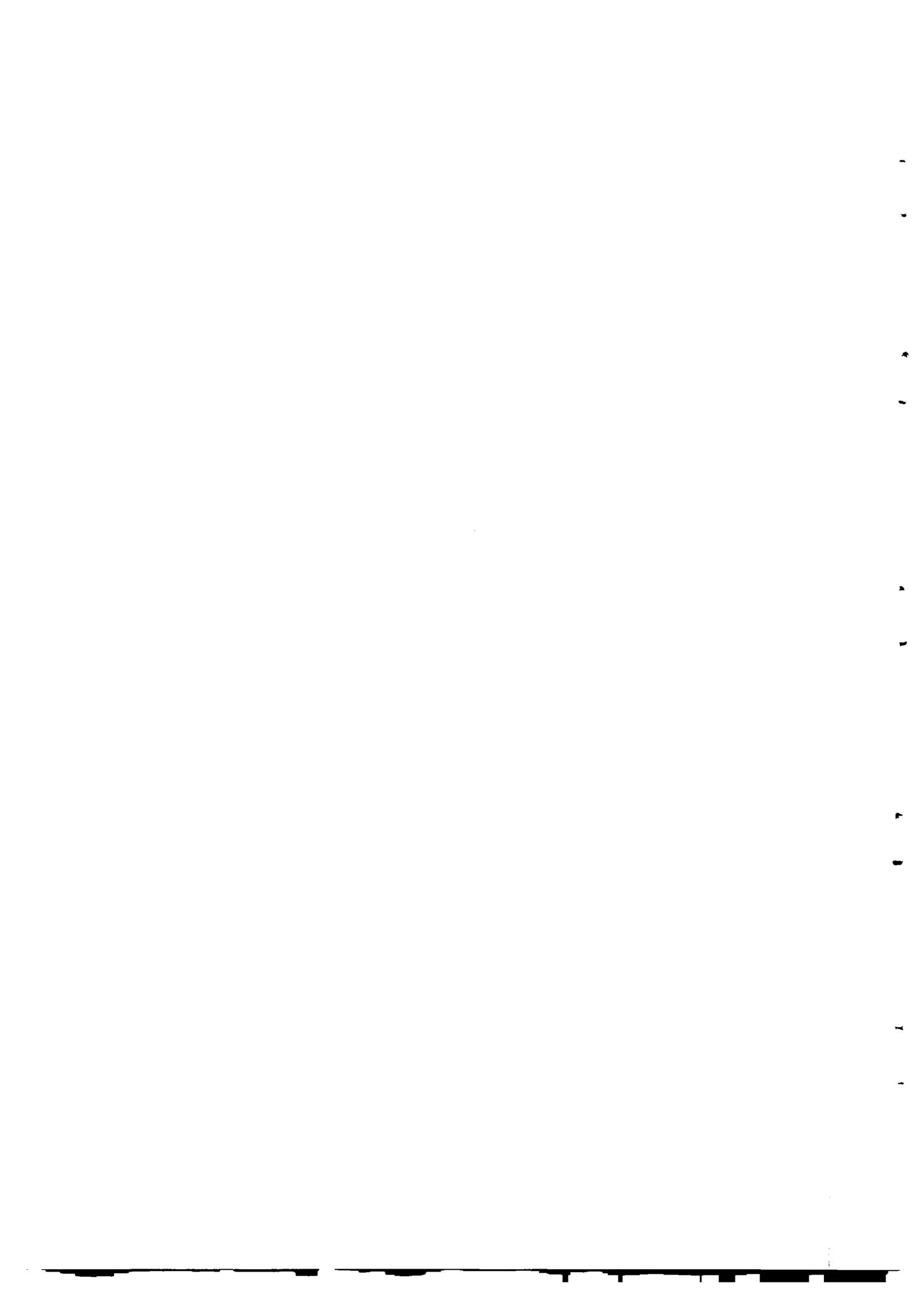
L'objet de ce travail a été d'explorer les possibilités offertes par l'analyse des trajectoires de déformation, pour l'interprétation cinématique de champs de déformation ductiles et également de préciser les limites de ce type de méthode.

Ce mémoire est divisé en deux parties:

- la première partie est essentiellement méthodologique et théorique. La définition et les propriétés principales des trajectoires de déformation sont brièvement rappelées, puis dans la chapitre II, une méthode numérique pour le traçage des trajectoires est développée. Celle-ci a été automatisée sur micro-ordinateur HP 9845A (annexe III).

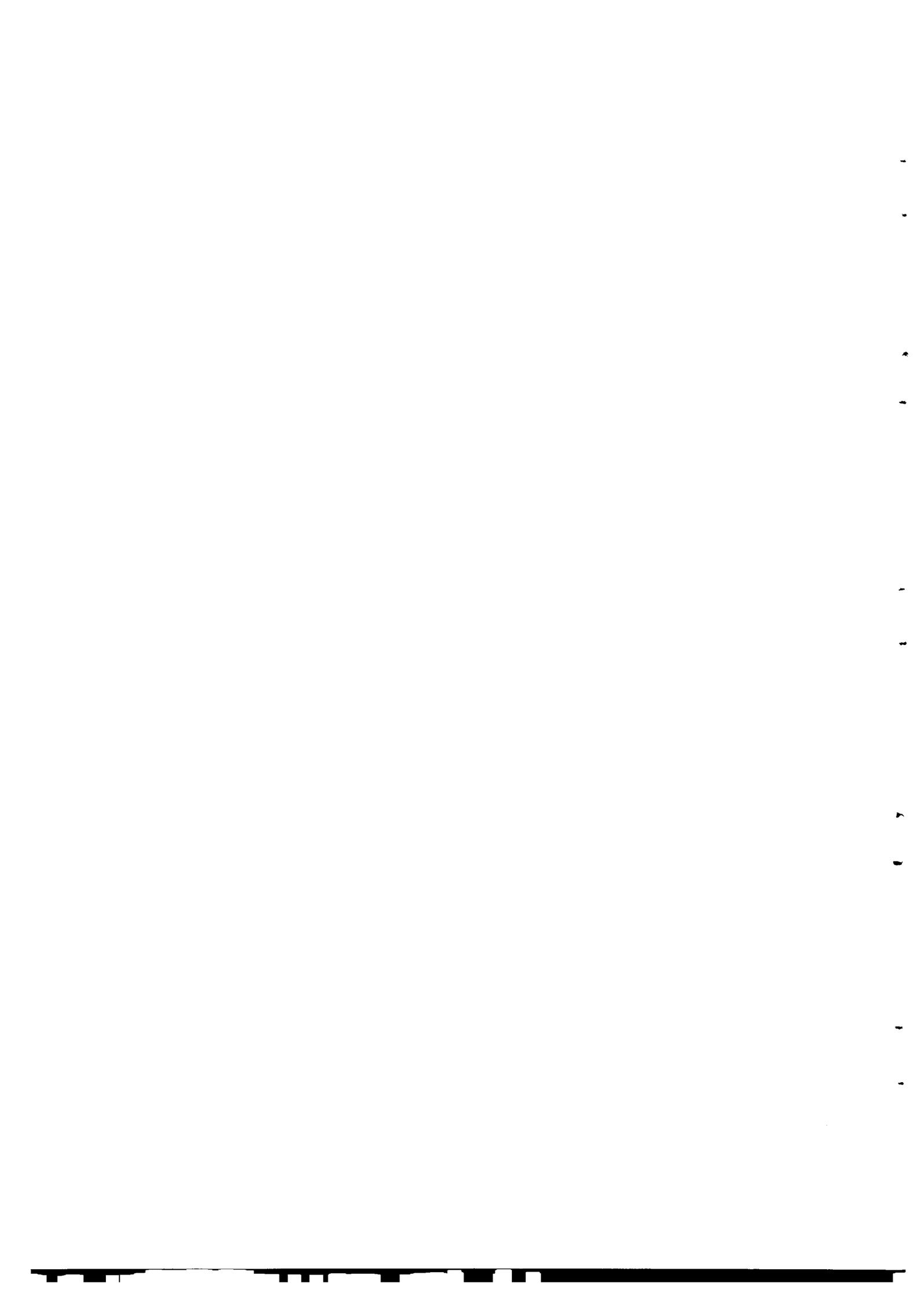
On envisage ensuite, dans le chapitre III, une approche théorique et bidimensionnelle, de l'interprétation de la géométrie finie des trajectoires de déformation. Cette étude est principalement basée sur les travaux de P. CORBOLD (1977; 1979; 1980) et CUTLER et COBBOLD (1985).

- dans la deuxième partie, on applique la méthode d'analyse des trajectoires de déformation sur deux exemples régionaux, le Domaine Centre Armoricaïn (Bretagne) et le Domaine Pennique des Alpes Centrales. Dans ces deux exemples, on compare les résultats de l'analyse des trajectoires de déformation avec les résultats déjà connus et on discute l'apport ou les limites de ce type d'approche.

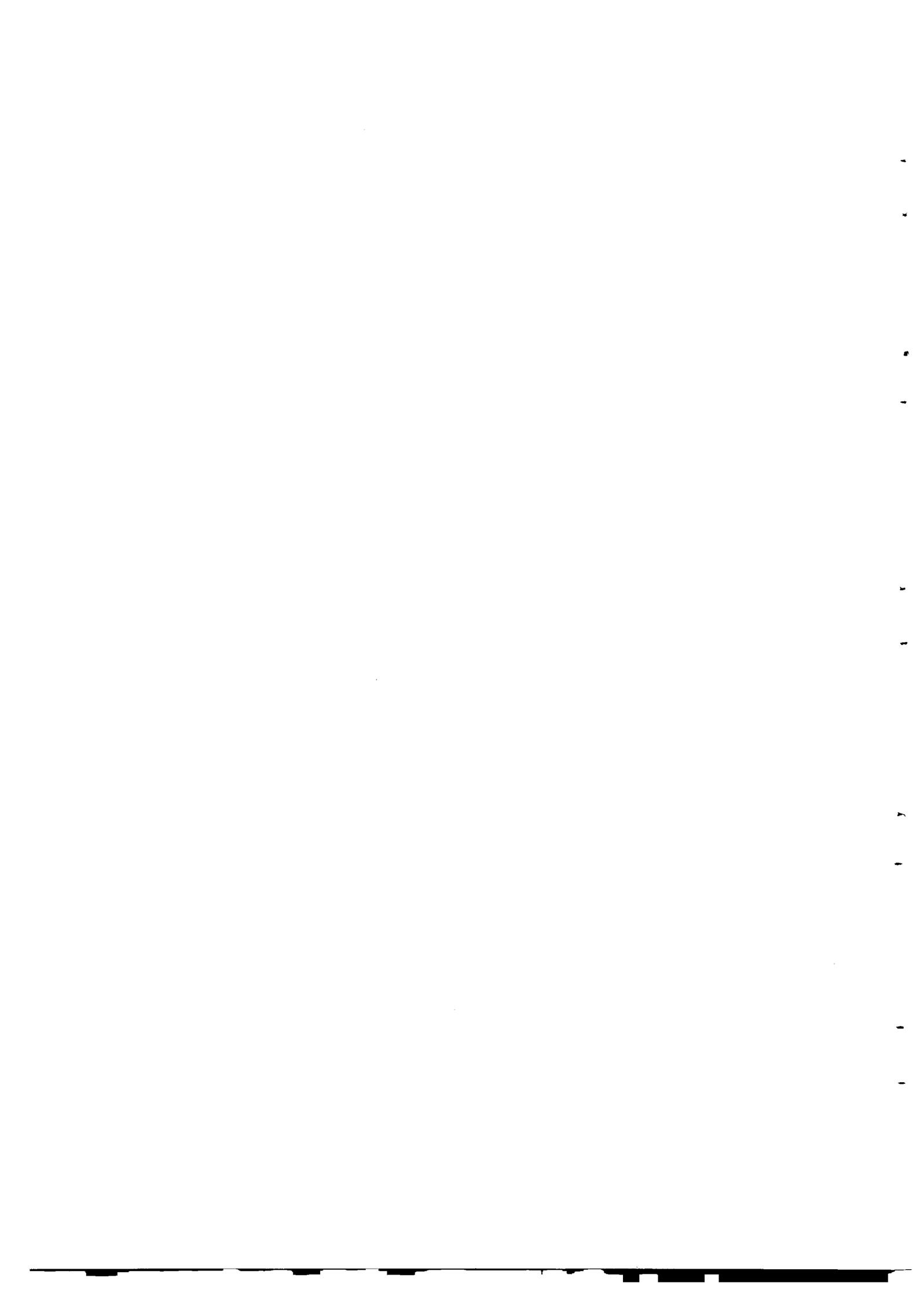


PREMIERE PARTIE

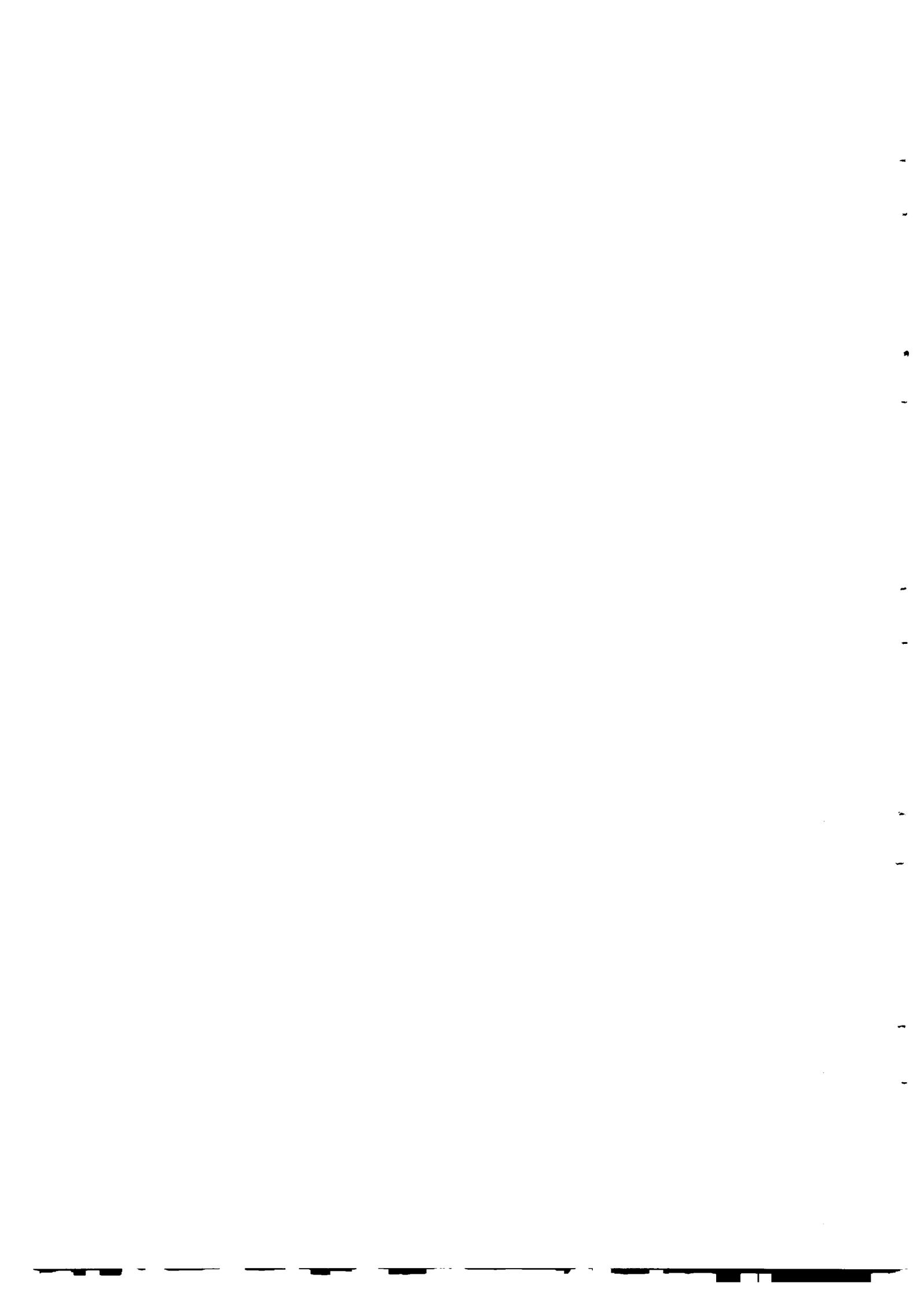
APPROCHE METHODOLOGIQUE ET THEORIQUE



1. GENERALITES	p. 5
1.1 DEFINITIONS DES TRAJECTOIRES DE DEFORMATION	p. 7
1.2 PROPRIETES ET COMPORTEMENT DES TRAJECTOIRES	p. 9
2. APPROCHE NUMERIQUE DE LA CARTOGRAPHIE DES TRAJECTOIRES	p. 13
2.1 PRINCIPE DE LA METHODE	p. 15
2.2 CHOIX D'UNE METHODE D'INTERPOLATION	p. 17
2.2.1 Approximation par un polynôme	p. 17
2.2.2 Série de fonctions quadratiques	p. 19
2.3 TRAITEMENT DES DONNEES ET REPRESENTATION GRAPHIQUE	p. 23
2.3.1 Choix d'un figuré	p. 23
2.3.2 Nécessité du choix entre deux solutions	p. 23
2.3.3 Traitement tridimensionnel	p. 28
2.4 CRITIQUE DE LA METHODE	p. 30
3. LE PROBLEME DE L'INTERPRETATION GEOMETRIQUE DES TRAJECTOIRES DE DEFORMATION	p. 33
3.1 POSITION DU PROBLEME ET HYPOTHESE DE DEPART	p. 35
3.2 APPROCHE THEORIQUE	p. 37
3.2.1 Démarche	p. 37
3.2.2 Définition d'une courbure	p. 37
3.2.3 Equations de compatibilité: rappels	p. 39
3.2.4 Relations entre courbure et déformation finie	p. 41
3.3 ETUDE D'EXEMPLES THEORIQUES ET EXPERIMENTAUX	p. 45
3.3.1 Modèles retenus	p. 45
3.3.2 Trajectoires formant un éventail simple	p. 47
3.3.3 Trajectoires formant un éventail double	p. 56
3.3.4 Problème de l'utilisation pratique des trajectoires	p. 67
3.4 CONCLUSIONS	p. 72



I - GENERALITES



1.1 Définition des trajectoires de déformation

On se place ici dans le domaine de la déformation continue, c'est à dire une déformation qui se produit sans qu'apparaissent de recouvrements ou de déplacement incohérents, de plus, et pour simplifier l'écriture, on raisonne uniquement en deux dimensions. Dans le cas général d'une déformation de ce type, tout point de l'état initial est déplacé en une nouvelle position dans l'état final. La déformation finie est une relation géométrique entre ces deux états et est décrite par la transformation:

$$\begin{aligned} x &= f_1 (X , Y) \\ y &= f_2 (X , Y) \end{aligned} \quad (1.1)$$

où (X,Y) représentent les coordonnées d'un point P quelconque, dans l'état initial, et (x,y) , celle du point correspondant P', dans l'état final déformé (fig. 1). Pour un point donné, cette déformation décrit uniquement le déplacement entre les deux états et ne coïncide généralement pas avec le trajet réellement suivi par le point pendant la déformation.

La déformation d'un petit élément est décrite par les équations (1), écrites sous forme différentielle:

$$\begin{aligned} dx &= (\partial f_1 (x,y) / \partial x) dx + (\partial f_1 (x,y) / \partial y) dy \\ dy &= (\partial f_2 (x,y) / \partial x) dx + (\partial f_2 (x,y) / \partial y) dy \end{aligned} \quad (1.2)$$

soit sous forme matricielle:

$$d = \begin{vmatrix} \frac{\partial f_1 (x,y)}{\partial x} & \frac{\partial f_1 (x,y)}{\partial y} \\ \frac{\partial f_2 (x,y)}{\partial x} & \frac{\partial f_2 (x,y)}{\partial y} \end{vmatrix} \quad (1.3)$$

où d est la matrice des gradients de déformation. Si les fonctions f_1 et f_2 sont linéaires, les gradients sont des termes constants, indépendants de x et y. Les caractéristiques de la déformation sont les memes en tous points: la déformation est homogène. Elle est alors traduite par une ellipse dont les paramètres, orientations et dimensions des axes principaux, sont calculés à partir de d (cf. RAMSAY & GRAHAM 1970).

La notion d'ellipse de déformation, valable dans le cas d'une déformation homogène, peut être étendue au cas d'une déformation hétérogène, en considérant un champ de déformation hétérogène comme un ensemble constitué d'une infinité d'éléments, de très petite taille, à l'échelle desquels la déformation est considérée comme homogène.

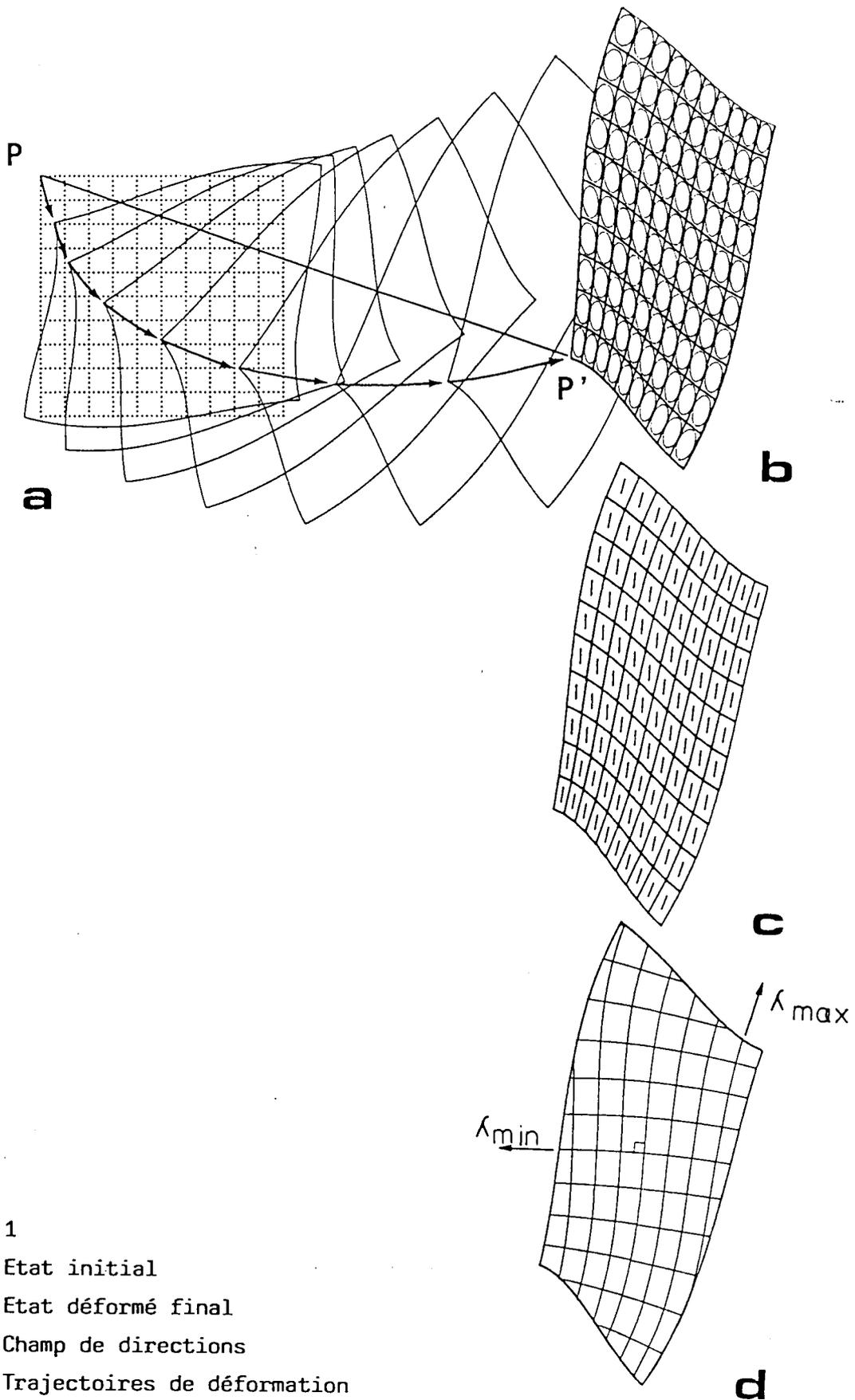


FIG. 1

a : Etat initial

b : Etat déformé final

c : Champ de directions

d : Trajectoires de déformation

→ Chemin de la déformation

PP' : Déplacement

Lorsque f_1 et f_2 ne sont pas linéaires, la déformation est hétérogène: ses caractéristiques varient d'un point à un autre. Généralement, les directions principales varient également et constituent un champ de directions (fig. 1C). Les courbes dessinées à travers ce champ, telles qu'elles coïncident en tout point avec les directions principales de la déformation finie, sont appelées les trajectoires de déformation finie (fig. 1D) (RAMSAY & GRAHAM 1970, p. 791).

Si on appelle θ , l'orientation des axes principaux de la déformation, les trajectoires correspondent aux courbes satisfaisant les équations différentielles:

$$\frac{\partial y}{\partial x} = \operatorname{tg} \theta \quad (1.4)$$

Remarque: l'expression "trajectoires de déformation" est ici la traduction littérale de l'expression anglaise "strain trajectories". En français, le terme "trajectoire" est exclusivement réservé à la désignation du trajet suivi par une particule en mouvement, ce qui ne correspond évidemment pas à la définition que l'on en donne ici. Toutefois, ce terme étant maintenant assez largement répandu dans le vocabulaire géologique, il sera conservé dans la définition donnée plus haut, tout au long de ce mémoire.

1.2 Propriétés et comportement des trajectoires

- Déformation finie:

En deux dimensions, les trajectoires de déformation sont constituées de deux familles de courbes, l'une, parallèle en tout point à la direction de l'étirement maximal (λ_{\max}), et l'autre, parallèle à la direction du raccourcissement maximal (λ_{\min}). λ_{\max} et λ_{\min} étant, en tout point, perpendiculaires l'un à l'autre, les deux familles de trajectoires forment un réseau de courbes orthogonal, curviligne dans le cas général (fig. 1D). Dans un réseau de ce type, une courbe de chaque famille ne recoupe à aucun moment les autres courbes de la famille à laquelle elle appartient. De plus, elle ne recoupe qu'une seule fois chaque courbe de l'autre famille.

C'est une propriété importante des trajectoires de déformation et elle sera utilisée pour aborder l'interprétation de leur géométrie dans le cas général.

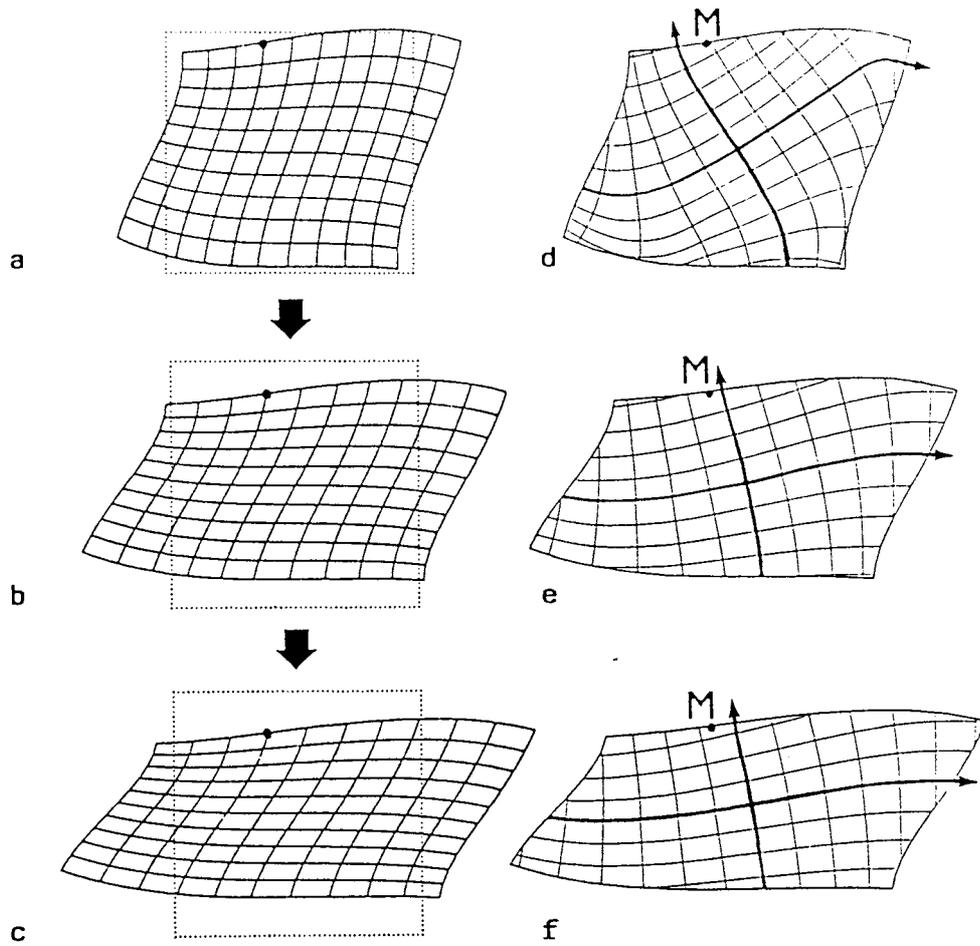


FIG. 2 Déformation progressive d'une grille matérielle (a,b,c) dont le comportement est passif, et évolution du réseau des trajectoires de déformation (d,e,f).

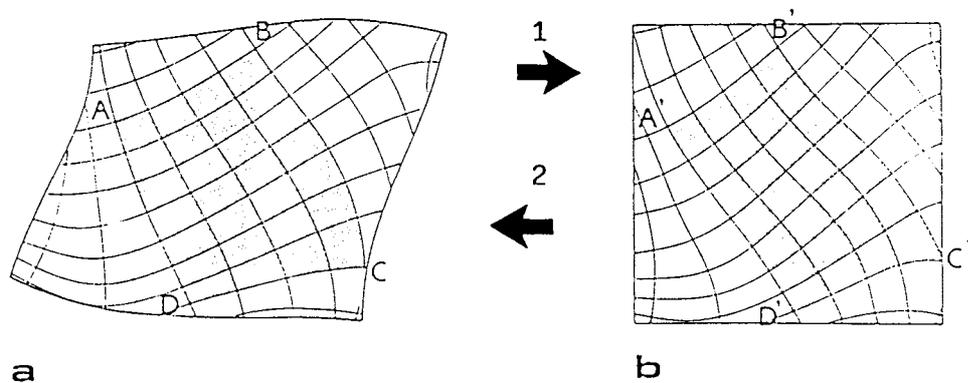


FIG. 3 a, état final déformé
 b, état initial non déformé
 A,B,C,D est l'image déformée de A',B',C',D'
 1, déformation réciproque. 2, déformation finie

- Déformation progressive:

Lorsque l'on considère la déformation progressive entre l'état initial et l'état final déformé, on peut décrire les trajectoires de déformation correspondant à chaque stade infinitésimal. D'un stade à l'autre, les trajectoires verront leur géométrie se transformer, au fur et à mesure que la déformation évolue, mais contrairement à une grille matérielle, leur comportement ne sera pas passif (fig.2). Les trajectoires conserveront à chaque instant leur propriété de réseau orthogonal. Ce point est également important car il souligne que les trajectoires de déformation finie n'enregistrent pas la déformation à la manière d'un marqueur passif. Dans le cas de déformations matérielles, on peut, d'une certaine façon, dire que les trajectoires migrent à travers la matière.

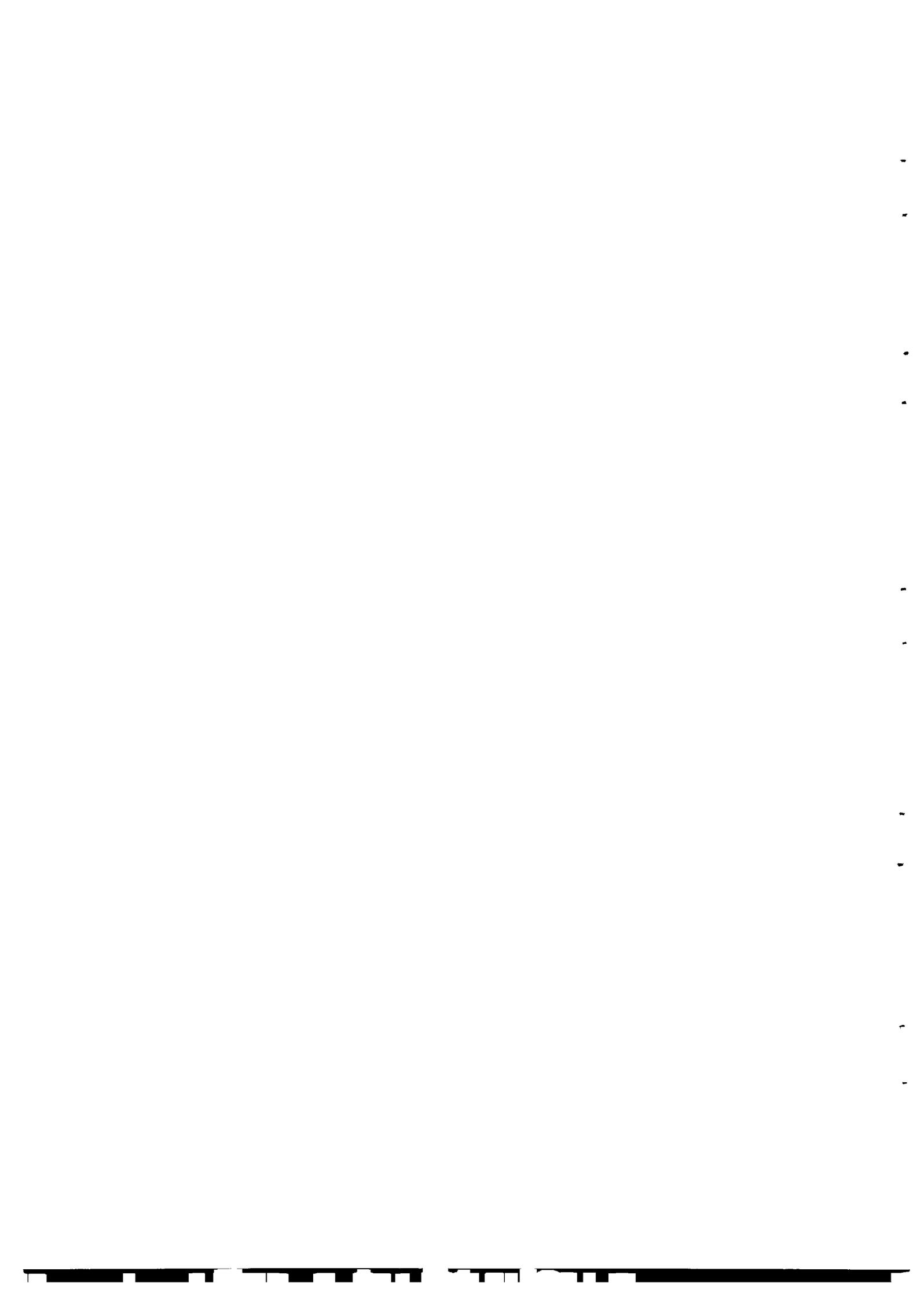
Il n'y a que dans le cas où la déformation devient très forte que le comportement des trajectoires aura tendance à rejoindre celui de lignes passives (RAMSAY 1967, p.86).

- Déformation réciproque :

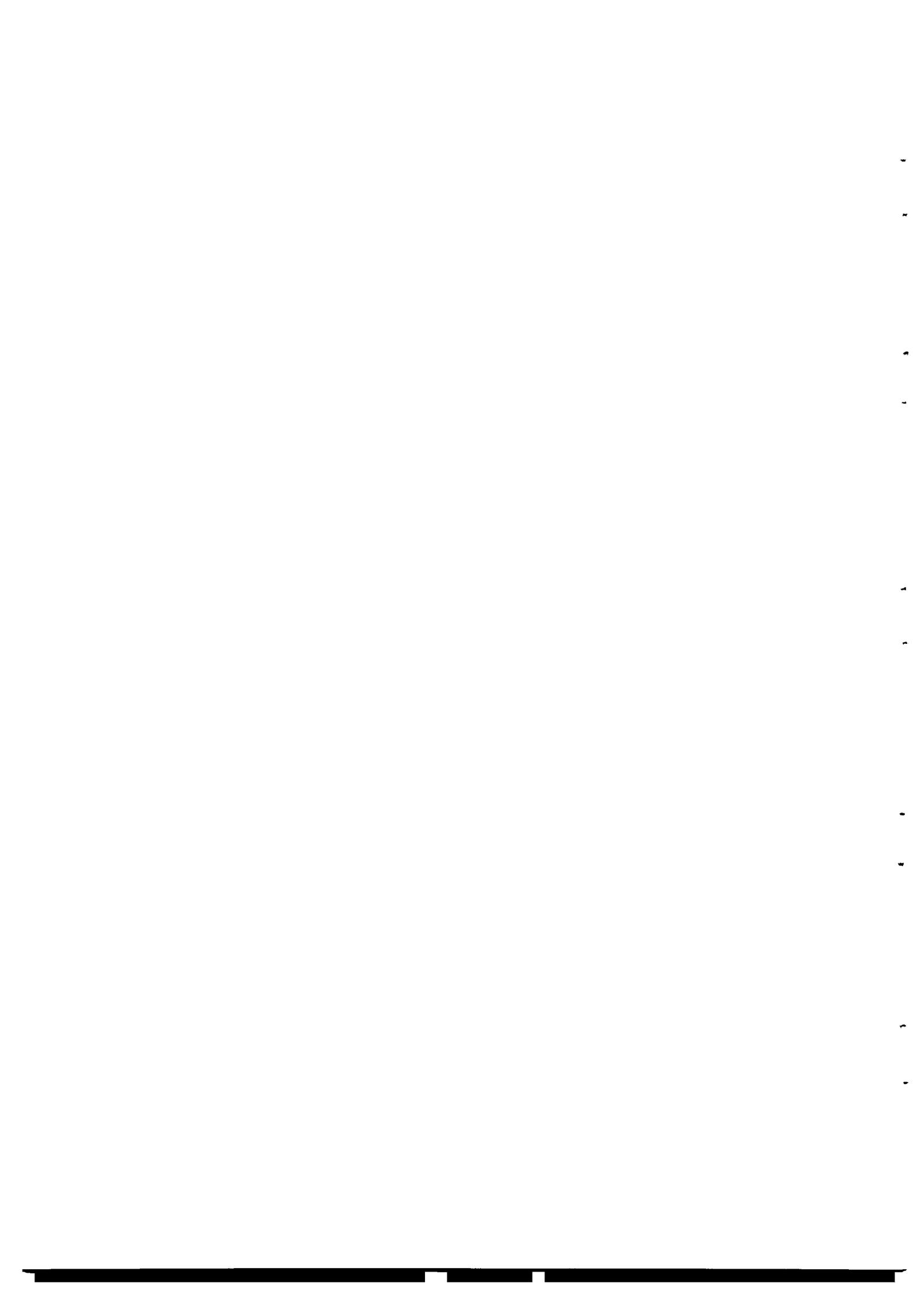
Pour toute déformation finie, il est possible de décrire une déformation réciproque, c'est-à-dire, celle qui fait correspondre l'état initial à l'état final. De la même manière que pour la déformation finie, il est possible de décrire les trajectoires de la déformation réciproque.

Une propriété des trajectoires de déformation en général, est la relation qui existe, pour une déformation donnée, entre les trajectoires de la déformation finie et les trajectoires de la déformation réciproque: une aire géométrique qui, dans l'état final, est décrite par des limites parallèles aux trajectoires de déformation finie, est l'image déformée d'une surface de l'état initial dont les limites sont parallèles aux trajectoires de la déformation réciproque (fig.3).

En d'autres termes, on peut dire, dans ce cas, que la déformation transforme les trajectoires de l'état initial en trajectoires de l'état final (COBBOLD 1979, p.68). Cette propriété est utilisée, par exemple dans certaines méthodes d'inversion de la déformation (PERCEVAULT & COBBOLD 1982).



II - APPROCHE NUMERIQUE DE LA CONSTRUCTION DES TRAJECTOIRES



2.1 Principe de la méthode

L'objectif est de dessiner des trajectoires à partir d'une population de n points de mesure, répartis de façon quelconque, et en chacun desquels on connaît une valeur d'orientation, et éventuellement une valeur de pendage ou de plongement, suivant qu'il s'agit de mesures de plans de schistosité ou de linéations d'étirement.

Dans un premier temps, on raisonne en deux dimensions et dans le plan horizontal, en ne considérant que le paramètre "orientation", θ , celui-ci étant mesuré par rapport à un repère donné. On considérera ici le sens trigonométrique comme référence pour toutes les mesures d'orientation. On cherche alors à construire une famille de courbes qui admette ces directions initiales comme tangentes.

La technique utilisée est simple et se décompose en deux parties: premièrement, on se donne une fonction d'interpolation F , permettant de calculer une valeur théorique de θ en tout point du domaine considéré, telle que:

$$\theta = F(X, Y) \quad (2.1)$$

Ensuite, le traçage proprement dit, est réalisé à l'aide d'une méthode d'intégration du type de la méthode d'Euler pour la résolution d'équations différentielles ordinaires (cf. M.N.PERCÉVAULT 1983, pour une application de ce type de méthode en géologie structurale). Le principe en est simple et peut être détaillé de la façon suivante (fig. 4):

on choisit arbitrairement un point de départ $P_1 (X_1, Y_1)$. Connaissant, par le calcul, l'orientation théorique $\theta_1 = F(X_1, Y_1)$, en ce point, on calcule une nouvelle position P_2 , dans une direction correspondant à θ_1 , et à une distance correspondant au pas d'intégration, d :

$$X_2 = X_1 + d \cos \theta_1$$

$$Y_2 = Y_1 + d \sin \theta_1 \quad ,$$

la distance d est définie arbitrairement et reste constante durant tout le calcul.

En renouvelant, ainsi de suite, l'opération, sur l'ensemble du domaine considéré, on construit successivement une série de courbes correspondant à un modèle de trajectoires. Différentes procédures de traçage, interactive avec le calculateur ou automatiques ont été développées et appliquées sur les exemples naturels (deuxième partie).

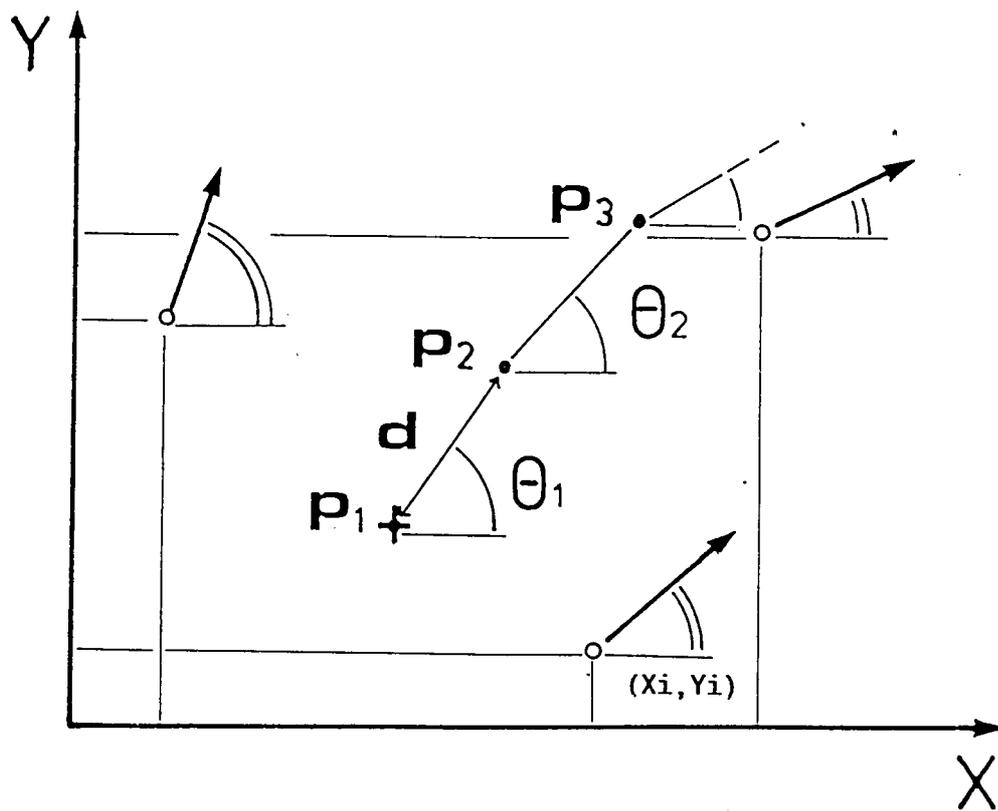


FIG. 4 Détail de la méthode de traçage (méthode d'Euler)
 P_1 point de départ
 d pas de traçage
 (X_i, Y_i) points de mesures initiaux, répartis au hasard

2.2 Choix d'une méthode d'interpolation

On recherche une fonction d'interpolation qui nous permette d'obtenir une valeur théorique d'un paramètre donné, en tout point d'un domaine où ce paramètre varie. Sans entrer dans le détail d'une véritable analyse numérique, on envisage deux démarches complémentaires:

- Une approximation par une fonction polynomiale qui permet d'obtenir une image de la tendance des variations du paramètre étudié (J.DAVIS, 1973, chap.5 et 6). Ce type d'étude est utilisé lorsqu'on soupçonne l'existence d'une tendance générale, ce qui est fréquemment le cas dans les exemples de champs de déformation naturels

- Une sommation sur une série de fonctions quadratiques, permettant de respecter la valeur d'origine en chacun des points de mesure utilisés.

2.2.1 Approximation par un polynome .

Si on considère en deux dimensions une population de m points répartis sur une courbe théorique inconnue, il est possible d'approcher la courbe correspondante, à l'aide d'un polynome de degré n ($n = m$) du type:

$$Y = \sum_{i=1}^n b_i X_i \quad (2.2)$$

les coefficients b_i sont calculées de la manière suivante:

$$\begin{array}{c}
 \left[\begin{array}{cccc}
 n & \sum X & \sum X^2 & \dots \dots \sum X^n \\
 \sum X & \sum X^2 & & \\
 \sum X^2 & & & \\
 \cdot & & & \\
 \cdot & & & \\
 \cdot & & & \\
 \sum X^n & & &
 \end{array} \right]
 \begin{array}{c}
 \left[\begin{array}{c}
 b_0 \\
 b_1 \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 b_n
 \end{array} \right]
 =
 \begin{array}{c}
 \left[\begin{array}{c}
 \sum X \\
 \sum XY \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \cdot \\
 \sum X^n Y
 \end{array} \right]
 \end{array}
 \end{array}$$

S
 b
 A

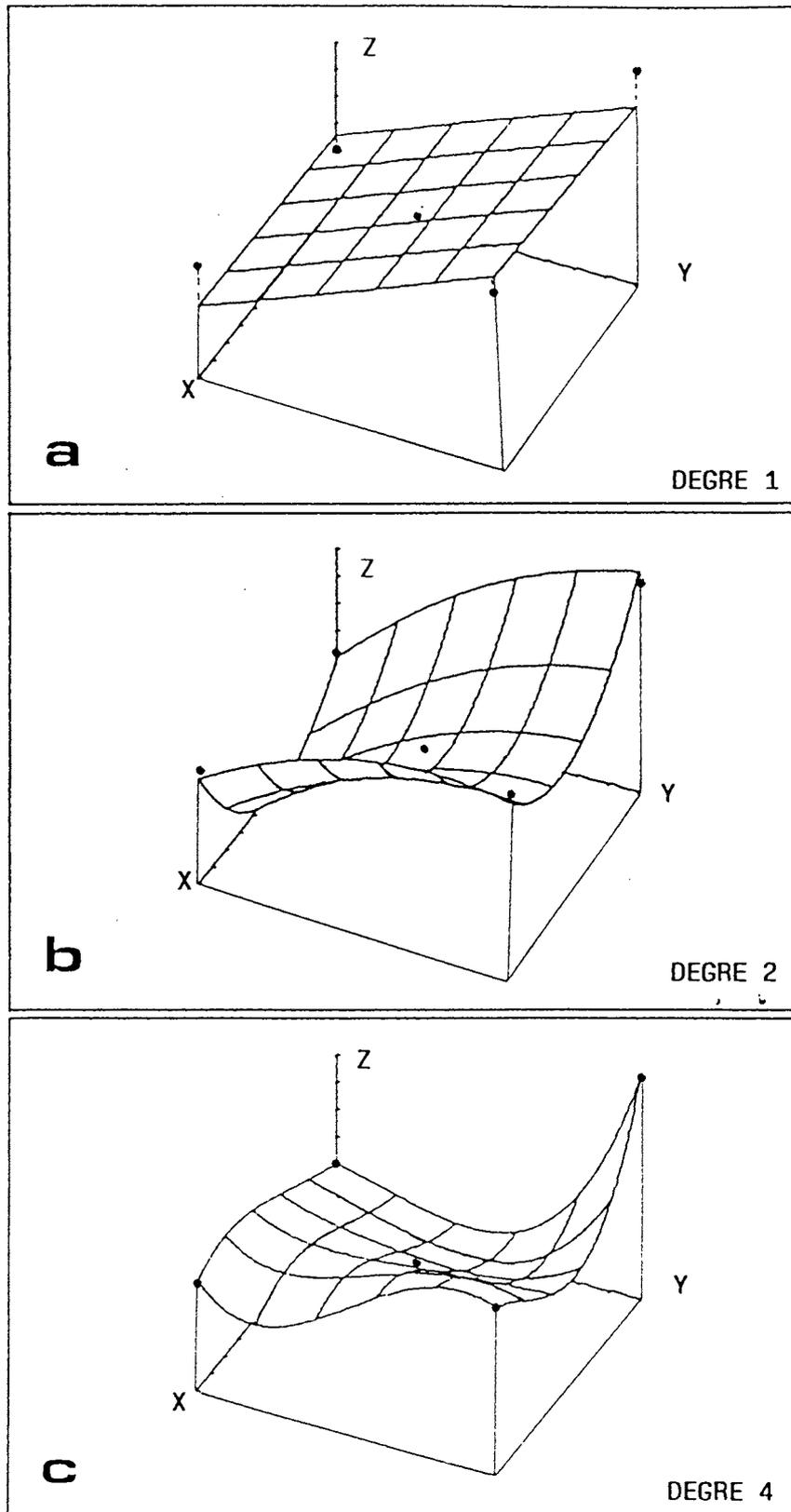


FIG. 5 Exemples d'approximations polynômiales pour une population de points quelconque. Pour 5 points, c'est le polynôme de degré $n=4$ qui satisfait tous les points. Toutefois, on note des oscillations entre les points initiaux.

la solution est:

$$b = S A^{-1}$$

où S^{-1} est la matrice inverse de S

En trois dimensions, on cherche $Z = F(X, Y)$

On obtient généralement une solution mathématiquement exacte pour m points lorsqu'on utilise un polynôme de degré $n=m-1$. Cependant cette solution peut ne pas être satisfaisante en raison des oscillations importantes qui peuvent se produire entre les points initiaux (fig. 5 c).

Cette technique est plus généralement réservée à l'analyse ou l'approximation de la tendance générale des variations du paramètre étudié, et on utilise alors des polynômes de degré faible ($n=1,2,3$).

2.2.2 Interpolation par une série de fonctions quadratiques.

Ce type d'interpolation a été étudié et utilisé par HARDY (1970), pour la modélisation de surfaces topographiques.

Un type quelconque de surface quadratique peut être représenté par la série:

$$Z = \sum_{j=1}^n C_j (X_j, Y_j, X, Y) \quad (2.3)$$

où Z est le développement de X et de Y résultant de la sommation de surfaces élémentaires q , pour chacune desquelles l'axe de symétrie est localisé en (X_j, Y_j) . Les C_j sont les coefficients de la série.

La forme retenue ici est:

$$Z = \sum_{j=1}^n C_j \left((X_j - X)^2 + (Y_j - Y)^2 + C \right)^{1/2} \quad (2.4)$$

En deux dimensions, dans le plan XZ , l'équation (2.4) prend la forme:

$$Z = \sum_{j=1}^n C_j \left((X_j - X)^2 + C \right)^{1/2} \quad (2.5)$$

Lorsque la constante C est égale à zéro, (2.4) et (2.5) décrivent respectivement des cônes, centrés les points (X_j, Y_j) , et des segments de droite, centrés sur X_j . Dans l'application que l'on fait de cette forme particulière, on conserve la constante C égale à zéro.

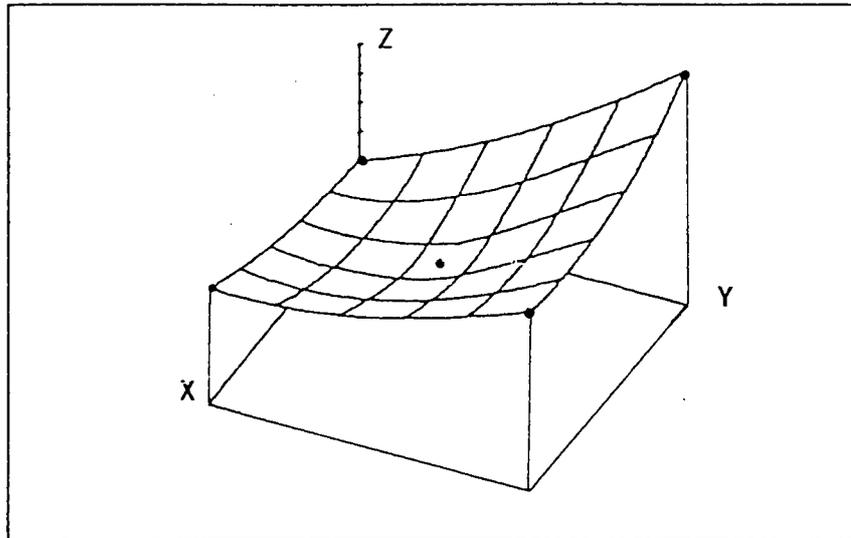


FIG. 6 Interpolation à l'aide de séries de fonctions quadratiques. La population de points est la que celle de la fig. 5. Comme dans le cas du polynôme de degré $n=4$, les 5 points initiaux sont respectés, mais ici, le résultat est très proche d'une interpolation linéaire.

Si on connaît la valeur d'un paramètre Z_i , en n points de mesures (X_i, Y_i) , on pose:

$$Z_i = \sum_{j=1}^n C_j \left((X_j - X_i)^2 + (Y_j - Y_i)^2 \right)^{1/2} \quad (2.6)$$

$$i = 1, \dots, n$$

Le calcul des n coefficients C_j revient à la résolution d'un système de n équations à n inconnues. Sous forme matricielle, on pose:

$$\begin{bmatrix} C_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ C_n \end{bmatrix} = C_j = C \quad (2.7)$$

$$\sum \left((X_j - X_i)^2 + (Y_j - Y_i)^2 \right)^{1/2} = A_{ij} \quad (2.8)$$

$$\begin{bmatrix} Z_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ Z_n \end{bmatrix} = Z \quad (2.9)$$

l'équation (2.6) peut s'exprimer:

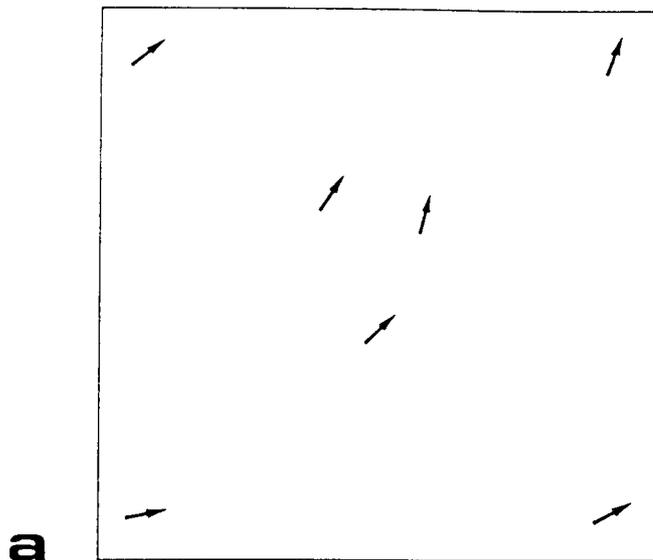
$$Z = A C \quad (2.10)$$

les solutions sont données par:

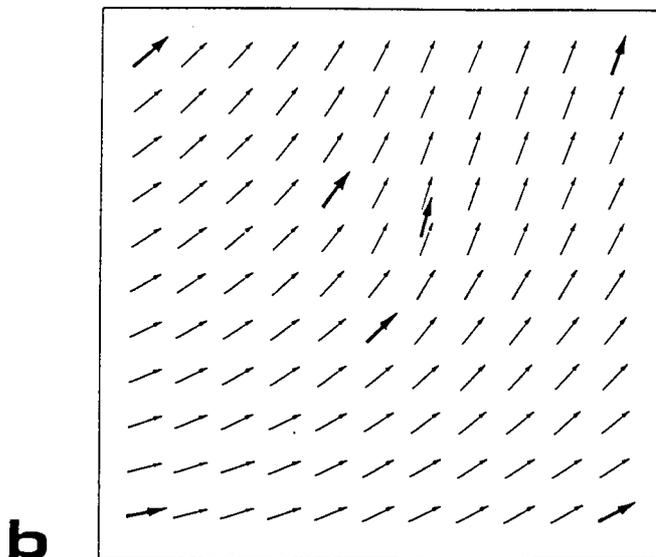
$$C = A^{-1} Z \quad (2.11)$$

où A^{-1} est la matrice inverse de A .

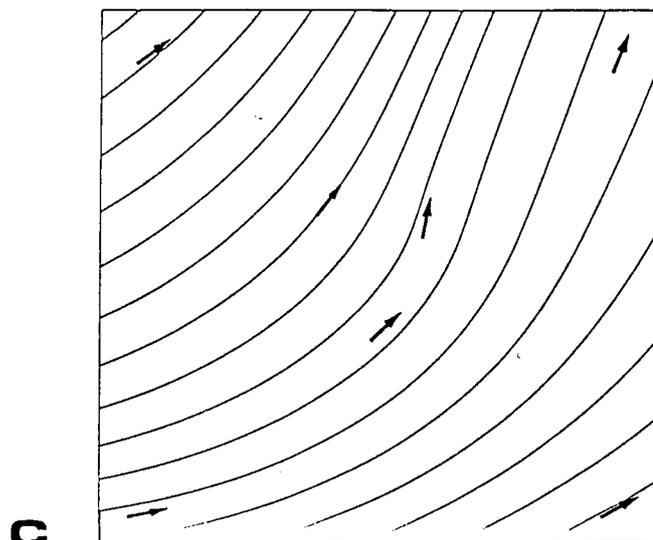
Après le calcul des coefficients C_j , ceux-ci sont introduits dans (2.4) et on obtient ainsi une fonction permettant de calculer en tout point une valeur théorique $Z = F(X, Y)$, qui respecte chaque donnée de départ ($Z_i = F(X_i, Y_i)$) (fig. 6). C'est cette méthode qui est retenue dans le programme présenté en annexe.



Données initiales
(directions seules)



Résultat de l'interpolation.
(série de fonctions quadratiques)



Tracé des trajectoires correspondantes.

2.3 Traitement des données et représentation graphique

2.3.1 Choix d'un figuré.

Dans les exemples de champs de déformation naturels, les données utilisables se trouvent sous la forme de mesures de linéations d'étirement et de mesures de plans de schistosité ou de foliation.

On peut alors:

- soit ne considérer que la direction des linéations d'étirement ou celle des plans de schistosité et tracer les trajectoires de " directions " correspondantes.

- soit, tenir compte, à la fois, d'un premier paramètre qui est l'orientation et d'un deuxième paramètre qui est le plongement ou le pendage et il est nécessaire de trouver un figuré adapté à la représentation des variations de ce deuxième paramètre.

Le premier cas est illustré par la fig. 7 sur une population choisie de façon arbitraire qui récapitule la méthode employée. Dans le deuxième cas on a illustré les deux autres possibilités en reprenant pour les trajectoires de schistosité un figuré classiquement utilisé (fig. 8) dans les tracés effectués à main levée et pour les trajectoires de linéations un figuré permettant de visualiser les différences relatives de plongement le long d'une même trajectoire de direction (fig. 9 b).

Remarque: Le calcul des directions seules est d'autant moins significatif pour les plans de schistosité que ceux-ci sont très peu pentés et, de même pour les linéations, lorsque celles-ci sont très verticales.

2.3.2 Nécessité du choix entre deux solutions.

Une direction étant définie à + ou - 180°, il est nécessaire d'assurer la possibilité d'un choix éventuel. Ce point est illustré par la fig. 10 : on considère deux groupes de données où les directions sont identiques. Cependant, les deux groupes diffèrent par la valeur d'orientation attribuée à l'un des points. Dans un cas, le calcul de l'interpolation est fait sur des valeurs comprises entre 0° et +180° (fig. 10 a et b), tandis que, dans l'autre cas, le calcul est fait entre -90° et +90° (fig. 10 c et d).

Dans les exemples naturels, il n'est pas toujours possible de décider laquelle des deux solutions est la meilleure, le choix peut être laissé à l'utilisateur d'intervenir dans le résultat final et privilégier l'une ou l'autre des deux solutions. Cet aspect du problème est illustré par la figure 11 a où le dessin du point triple a été possible dans la mesure où on a panaché les résultats. De même, lorsque la distribution des points est régulière, ce choix entre deux solutions permet d'obtenir des figures fermées (fig. 11 b).

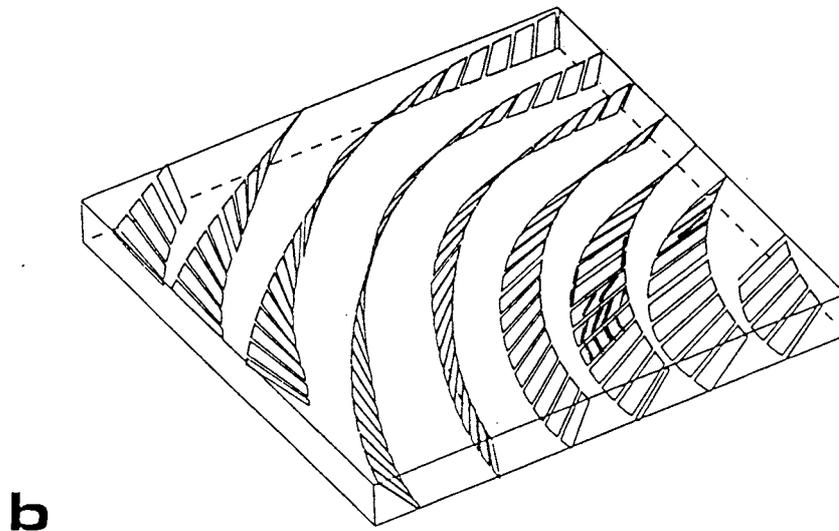
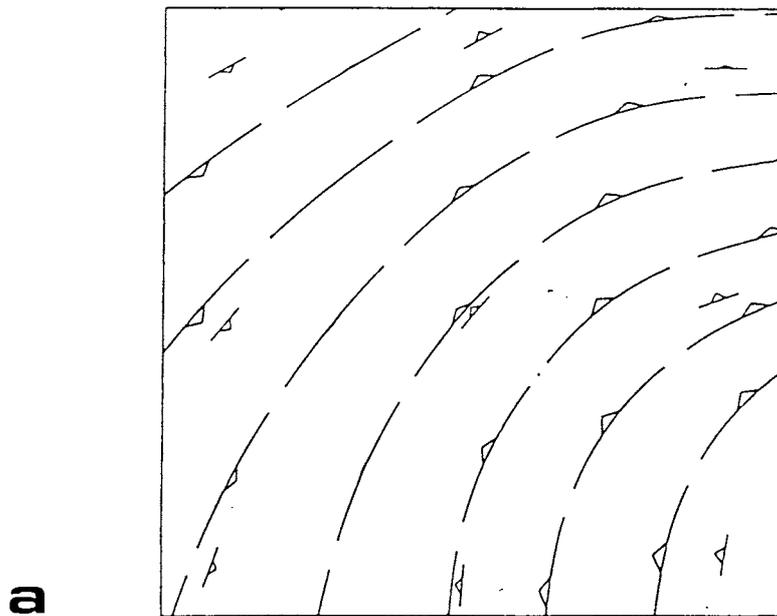


FIG. 8 Figuré utilisé pour le dessin des trajectoires de schistosité

a : Tracé des trajectoires de

a : Tracé des trajectoires de schistosité théoriques. Le calcul porte sur les directions ainsi que sur les valeurs de pendage. La représentation est bidimensionnelle.

b : représentation tridimensionnelle réalisée à partir du même calcul

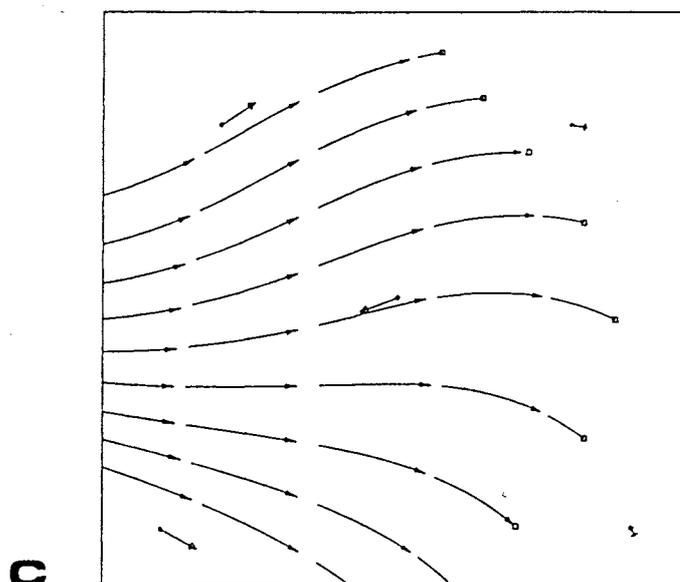
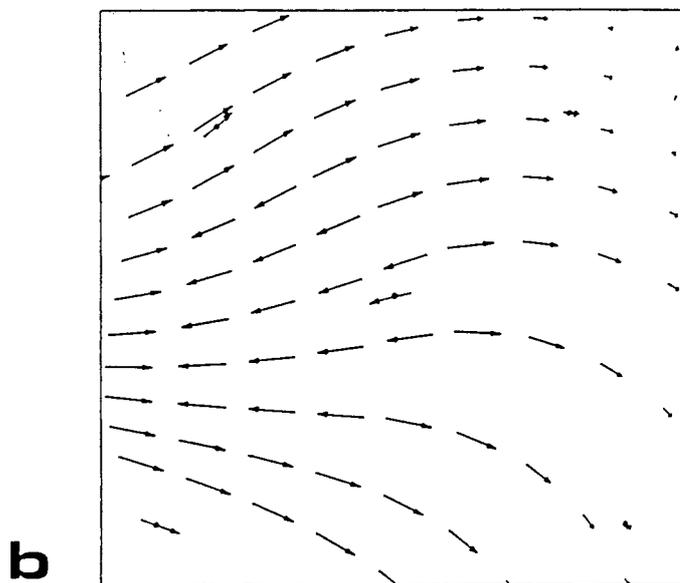
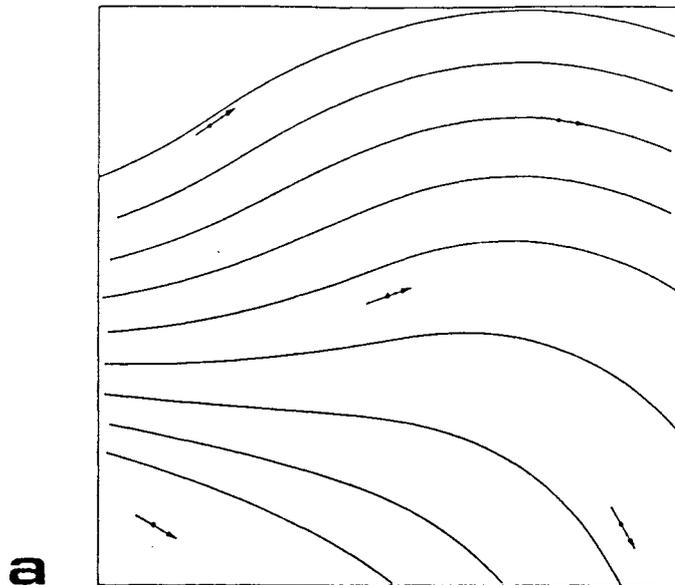


FIG. 9 Figurés utilisés pour la représentation de trajectoires de linéation
 a : directions seules b : directions et plongements
 c : directions et plongements calculés dans l'espace

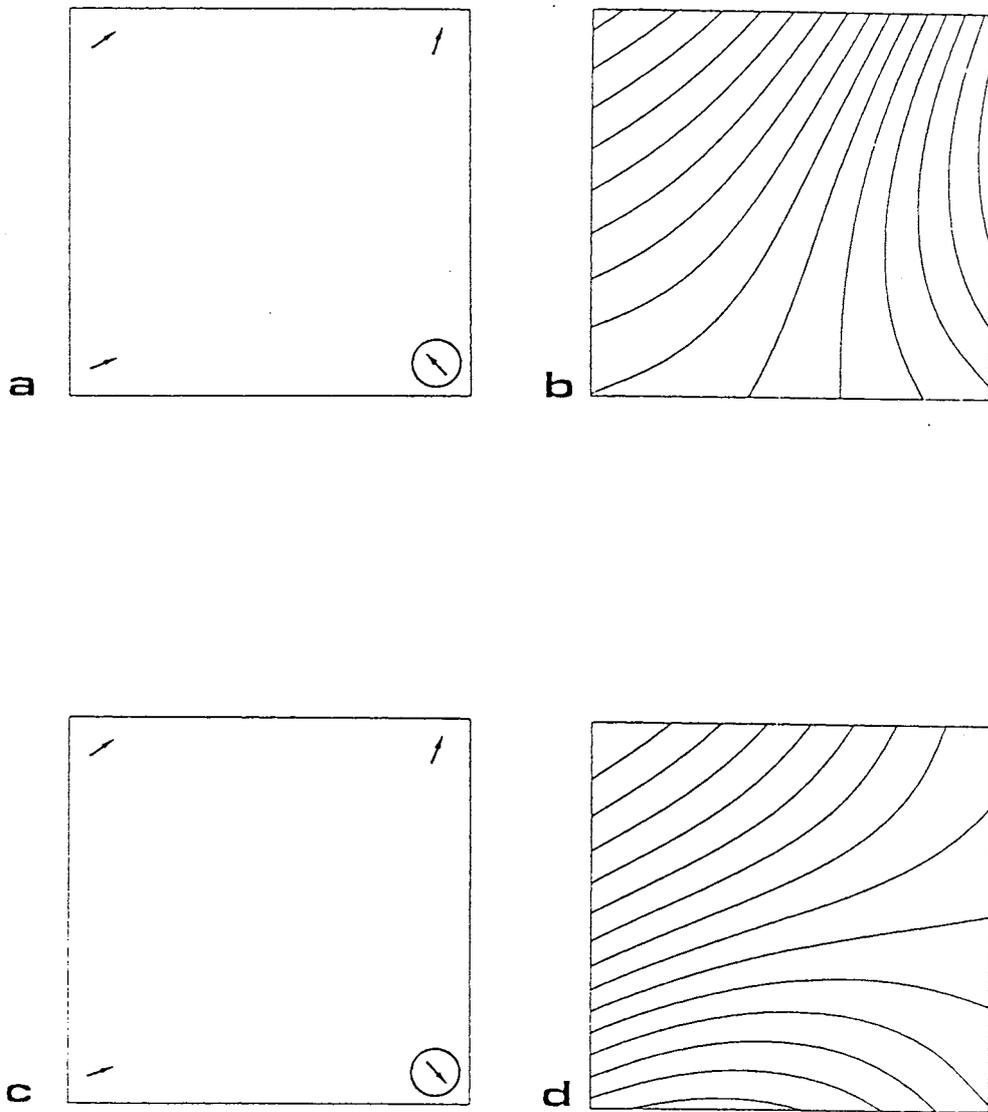
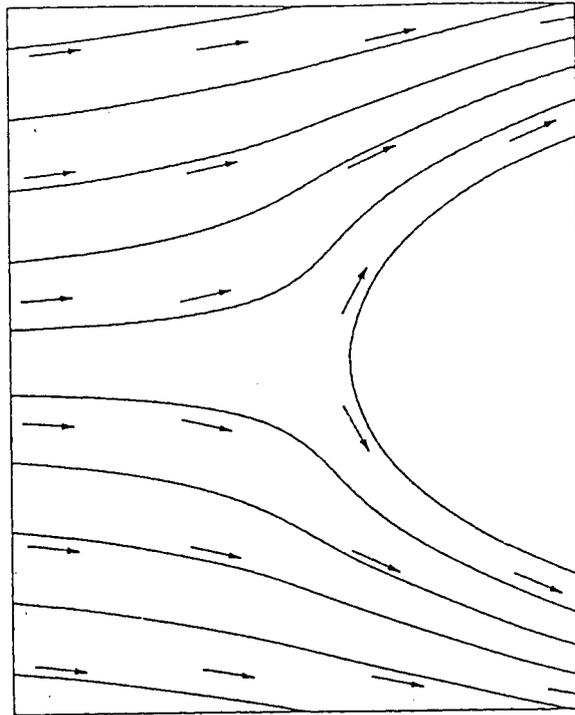
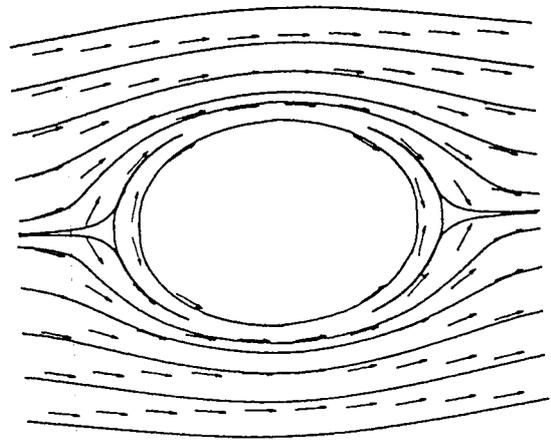


FIG. 10 Problème du choix entre deux sens pour une même direction
 Deux populations (a et b) ont des directions identiques
 mais, l'une des données (cercle), n'a pas la même valeur
 d'orientation. Après le calcul de l'interpolation et le
 traçage, les trajectoires finales sont très différentes.



a



b

FIG. 11 Intérêt d'un choix entre deux solutions

a : Pour le tracé de la courbe semi-circulaire, on utilise les valeurs d'orientation repérées entre 0° et 180° dans le sens trigonométrique. Les autres trajectoires sont calculées à partir des orientations considérées entre $+90^\circ$ et -90° .

b : En panachant les deux solutions, il est possible d'obtenir une figure circulaire.

Pour ce type de traçage, on utilise un programme interactif

Ceci souligne, toutefois, une restriction importante : la méthode utilisée ici, pour le tracé des trajectoires, est aveugle vis à vis du résultat final. Elle ne fait que fournir un choix entre deux résultats numériques et une place doit être laissée à l'utilisateur pour choisir celui qui est le plus adapté, en fonction de la connaissance qu'il a du problème à modéliser, ou du terrain.

2.3.3 Traitement tridimensionnel.

Dans la plupart des cas, un champ de déformation voit ses caractéristiques varier non seulement dans le plan cartographique mais également suivant la verticale. D'un point de vue théorique, la prise en compte de la troisième dimension pour le calcul des variations d'un paramètre donné ne pose pas de difficultés. Ici on pose :

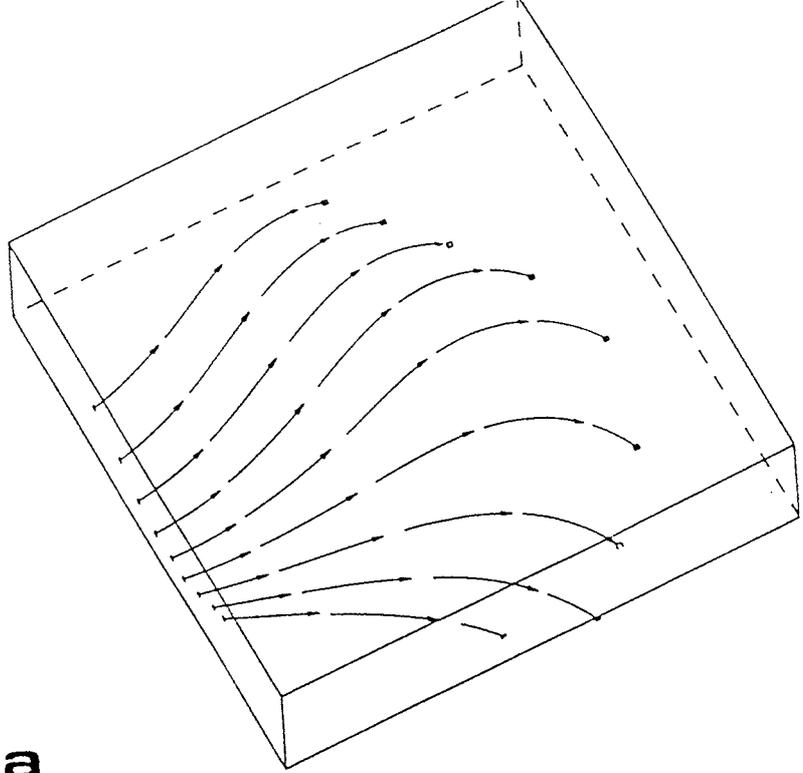
$$\theta = \sum_{j=1}^n C_j \left((X_j - X_i)^2 + (Y_j - Y_i)^2 + (Z_j - Z_i)^2 \right)^{1/2} \quad (2.12)$$

$i=1, \dots, n$

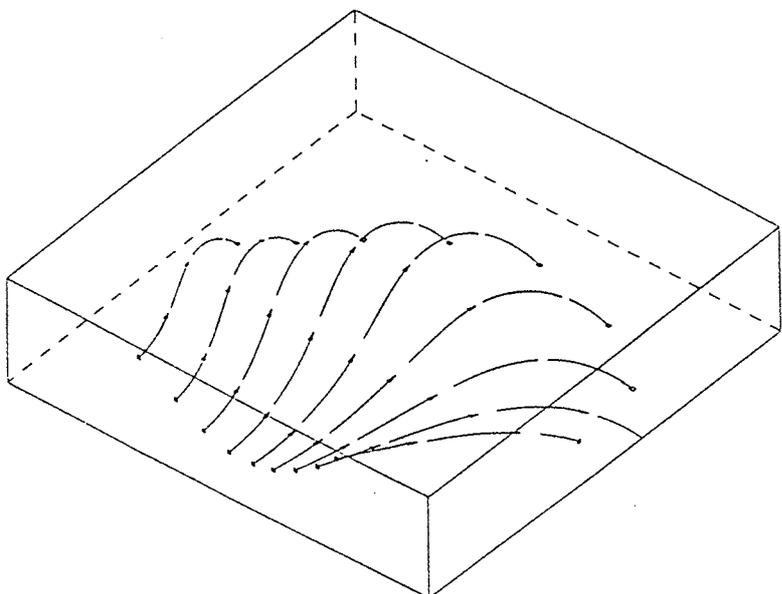
et le calcul des C_j est effectué de la même façon que précédemment.

Compte tenu des difficultés liées à la représentation graphique de ce type de problème on n'en présente ici qu'une ébauche. Pour les linéations d'étirement, on représenté sous plusieurs angles choisis arbitrairement, et suivant une projection isométrique, une série de trajectoires calculées en fonction de (X, Y, Z) en reprenant les valeurs arbitraires utilisées dans la figure 9a. La figure 9c représente la projection dans le plan horizontal de ces trajectoires, calculées dans l'espace, et est à comparer avec la figure 12.

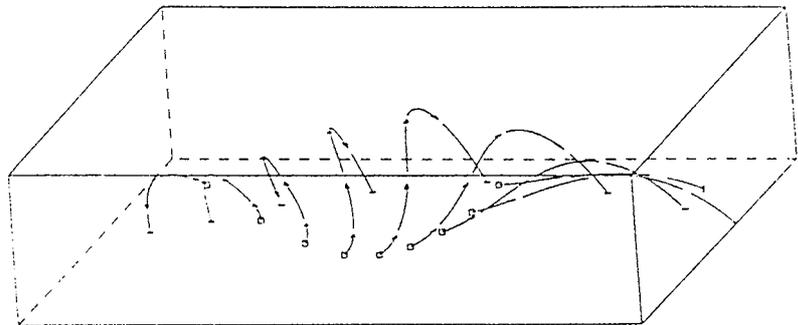
Remarque: Dans la pratique, si on ne peut rejeter à priori l'importance de la prise en compte de la troisième dimension, il faut reconnaître que, dans la plupart des applications régionales, celle-ci intervient peu. Dans le meilleur des cas, les différences d'altitude entre les sites de mesures atteignent à l'extrême trois ou quatre kilomètres (généralement beaucoup moins) ce qui peut être considéré comme faible par rapport à l'extension cartographique des régions étudiées, qui atteint souvent plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de kilomètres. Ce problème pourrait néanmoins constituer un développement intéressant à cette étude et trouver une application pour des exemples de déformations naturelles plus locales (zones d'enracinement de nappes, par ex.).



a



b



c

FIG. 12 Trajectoires de linéation en trois dimensions
 Le calcul est réalisé en fonction de X, Y et Z sur les points
 de la figure 9a. (voir texte)

2.4 Critique de la méthode

La méthode exposée a été retenue en grande partie du fait de ses facilités d'emploi et de programmation sur micro-ordinateur. La programmation est effectuée en BASIC évolué sur un calculateur Hewlett-Packard HP 9845B, dont le langage est adapté au traitement des matrices (inversion, multiplication etc.). Son équipement périphérique était également suffisamment complet pour, d'une part, traiter de grandes quantités de données (lecteurs de bandes magnétiques et de disques souples), et, d'autre part, offrir les possibilités graphiques nécessaires à l'édition de cartes de données et de trajectoires (table traçante et imprimante thermique).

En contrepartie à la simplicité de la méthode, il faut souligner les restrictions qui y sont liées.

1) - En ce qui concerne le calcul : il ne s'agit pas, à proprement parler, d'une véritable méthode de traitement de données au sens statistique du terme (traitement du signal, krigeage, etc...). Le résultat final dépend, avant tout, de la qualité de l'échantillonnage des données et de sa représentativité. En géologie structurale, l'échantillonnage dépend des conditions d'affleurement et l'examen des cartes, où sont reportées les données initiales, permet d'observer fréquemment des alignements de points de mesures, correspondants aux bords de routes ou aux fonds de vallées, séparés par des trous ou des blancs dans l'échantillonnage. C'est un point dont il faut tenir compte. Il est évident que l'interpolation, utilisée ici, donnera des résultats d'autant plus exactes que la répartition des points de mesure sera la plus homogène possible.

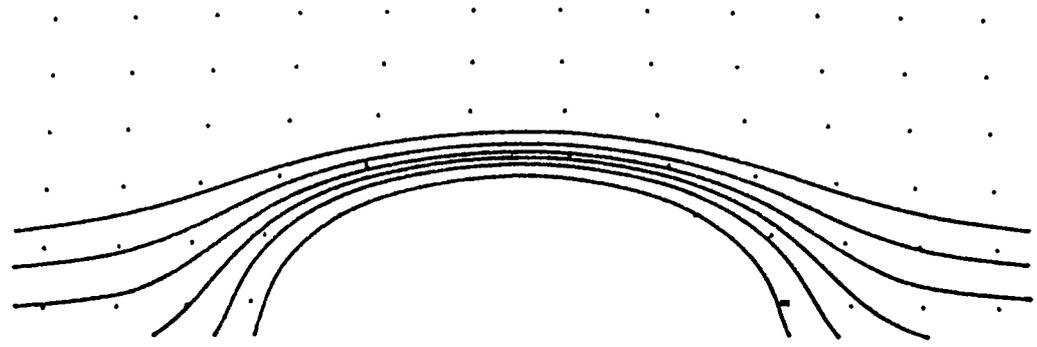
2) - En ce qui concerne le traçage : l'inconvénient majeur des méthodes d'intégration inspirées de la méthode d'Euler, est qu'il s'agit de système d'erreurs cumulées. En effet, à chaque pas, une légère erreur est commise sur la position du point calculé, par rapport à la solution exacte. Sur l'ensemble d'une courbe, les erreurs s'accumulent et peuvent conduire à un résultat très approximatif. Une façon de minimiser cette erreur est de choisir un pas de traçage de très petite taille, mais qui soit cependant compatible avec des temps de calcul acceptables. Ce problème est illustré par la figure 13. Certains inconvénients, rencontrés notamment dans le cas de tracés automatiques, sont discutés dans la deuxième partie du mémoire, conjointement à l'application de ces méthodes sur des exemples naturels.

de ses
r. La
ulateur
ent des
hérique
grandes
disques
saires
ante et

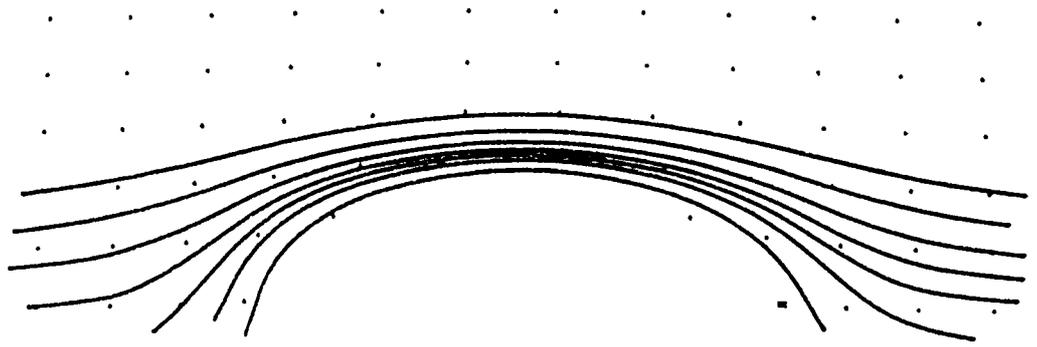
ner les

prement
u sens
ésultat
nées et
dépend
portées
nts de
nds de
. C'est
lation,
que la

des
s'agit
erreur
olution
euvent
cette
is qui
s. Ce
ients,
é dans
e ces



a



b

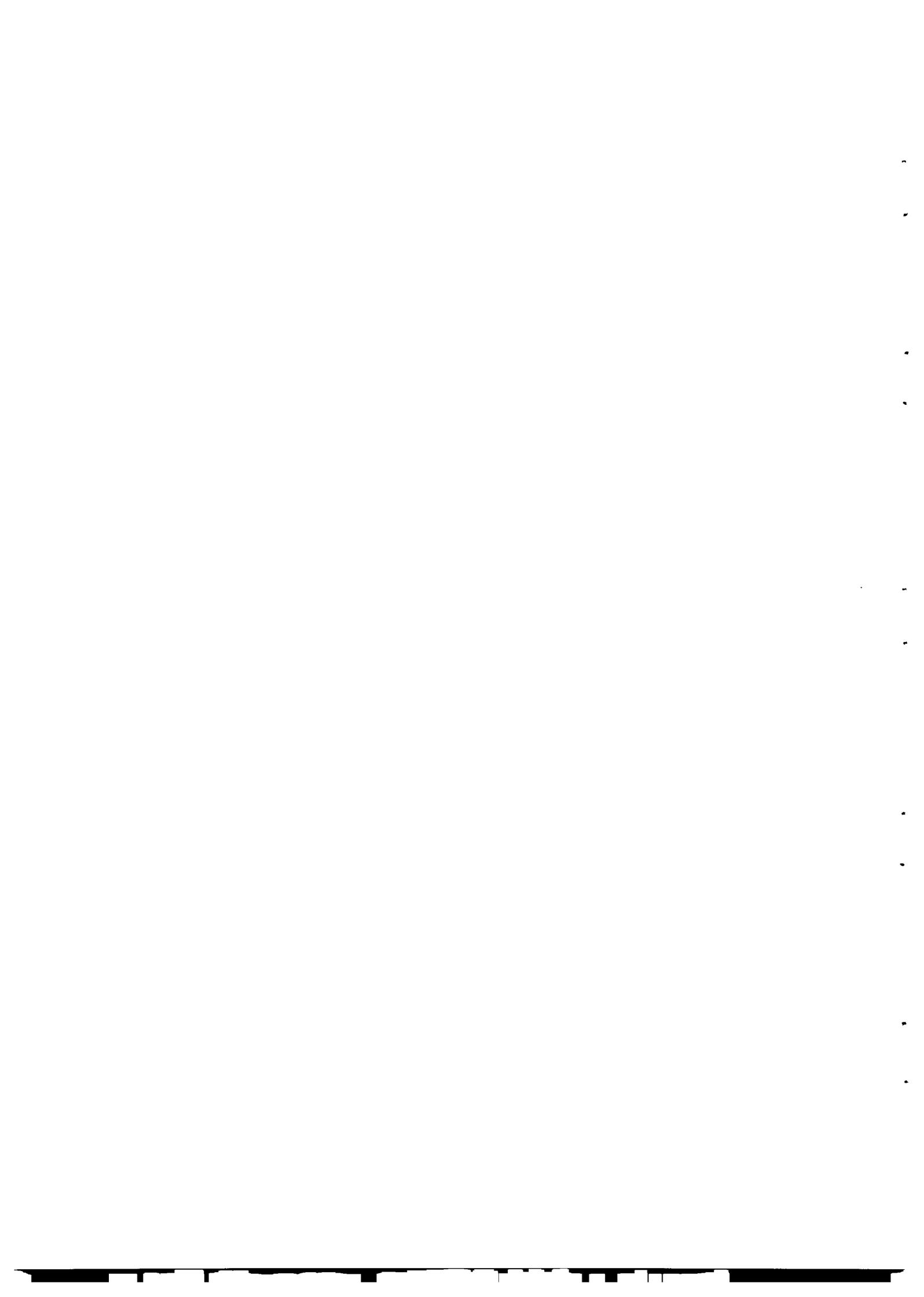
FIG. 13 Erreurs dues à la méthode de traçage

Les deux tracés a et b sont effectués à partir des mêmes points, mais le pas utilisé, est deux fois plus petit dans a que dans b. Par rapport au point M, on constate une différence assez nette entre les deux résultats. L'erreur cumulée est plus forte dans le tracé b que dans la tracé a.



III LE PROBLEME DE L'INTERPRETATION GEOMETRIQUE

DES TRAJECTOIRES DE DEFORMATION



3.1 Position du problème et hypothèse de départ

Dans le cas général d'une déformation hétérogène, les trajectoires de déformation peuvent avoir une géométrie quelconque (dans les limites de la définition donnée au chap.I). La caractéristique principale sur laquelle on va devoir raisonner consiste alors le plus souvent, en une variation de la courbure des trajectoires d'un endroit à l'autre du champ de déformation considéré. En général, ces variations de courbures induisent, localement, la convergence ou la divergence des trajectoires à travers le champ de déformation.

Le problème est de savoir s'il est possible, pour un champ de déformation donné, d'interpréter la seule géométrie finie des trajectoires en fonction des caractéristiques de la déformation: son intensité, son homogénéité ou son hétérogénéité et son régime.

Les questions qui se posent sont les suivantes:

- comment relier la courbure des trajectoires aux autres caractères de la déformation ?
- les convergence et divergence qui en résultent sont-elles significatives de l'hétérogénéité de la déformation ou de l'existence de gradients d'intensité de la déformation?
- peut-on préciser le sens de ces gradients et les quantifier à partir de la géométrie des trajectoires ?

Parmi les travaux antérieurs, il existe assez peu d'exemple où ce problème ait été soulevé, à l'exception de l'analyse de RAMSAY (1967, p.181), et de cas ponctuels concernant le cisaillement simple et le plissement (RAMSAY & HUBER 1983). Il est utile de rappeler ici les conclusions de ces auteurs pour ces cas particuliers:

- dans un exemple numérique de cisaillement simple hétérogène, RAMSAY & HUBER (1983,p.42) soulignent l'existence d'une relation systématique entre, d'une part, la convergence des trajectoires de l'étirement principale λ_{max} et, d'autre part, l'augmentation de la valeur de cet étirement, assimilé ici à l'intensité de la déformation finie.
- l'analyse des directions principales pour un pli cylindrique montre également que la convergence des directions de λ_{max} vers le centre du pli correspond toujours à l'augmentation de la déformation finie dans ce sens (RAMSAY & HUBER ,1983,p.184)

Ces constatations conduisent ces auteurs à considérer qu'il existe, au moins pour des déformations bidimensionnelles, une règle générale suivant laquelle la convergence et la divergence des trajectoires des directions principales λ_{max} , correspondent toujours, respectivement à l'augmentation et à la diminution de l'intensité de la déformation finie (RAMSAY & HUBER ,1983,p.184).

De plus, dans cette hypothèse, des trajectoires de déformation ayant une géométrie cartésienne correspondraient, soit, à une déformation totalement homogène (aplatissement pur ou cisaillement simple), soit, à un type particulier de changement de surface (ou de volume, en trois dimensions) (cf. RAMSAY & HUBER, 1983, : p.42 et fig.3.17,p.48).

Dans ce qui suit, on va tester cette hypothèse de travail que l'on appelle, pour simplifier, hypothèse de la convergence. De plus, on va examiner les relations qui existent entre la déformation et la géométrie des trajectoires.

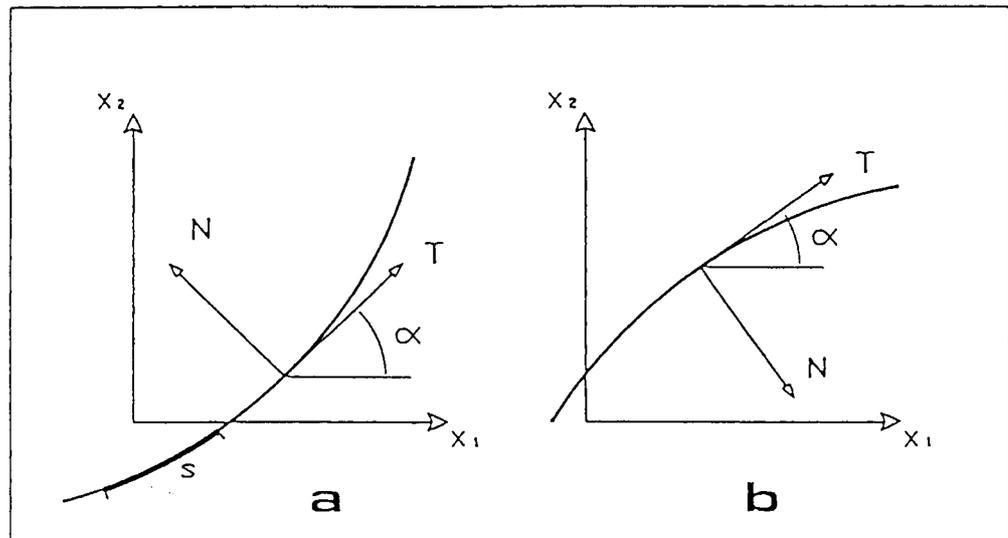


FIG. 14 Définition d'une courbure (voir texte)

3.2 Approche théorique

3.2.1 Démarche

Lorsque l'on considère une carte de trajectoires de déformation finie, le seul paramètre véritablement mesurable est la courbure de ces trajectoires, tandis que leur convergence ou leur divergence ne peuvent s'apprécier que qualitativement. Aussi, afin de tenter une approche théorique de l'interprétation de la géométrie des trajectoires de déformation finie, au lieu de raisonner uniquement en termes de convergence et de divergence des trajectoires, on va s'attacher à analyser leur courbures.

Le raisonnement qui suit est basé sur la notion de compatibilité pour une déformation continue. Une déformation continue doit satisfaire différentes conditions de compatibilité (TRUESDALL & TOUPIN, 1960). Cela signifie que certains paramètres ne peuvent pas varier indépendamment les uns des autres.

COBBOLD (1977) donne une formulation mathématique de la notion de compatibilité en établissant, dans un système cartésien, la compatibilité entre les gradients de rotation rigide et les gradients de déformation.

Plus récemment une formulation simplifiée est donnée (COBBOLD, 1980) en fonction des coordonnées principales, c'est à dire, en utilisant chaque réseau de trajectoires de déformation comme repère. On aboutit ainsi à des équations de compatibilité en termes de courbures des trajectoires. Après avoir rappelé la définition d'une courbure, on décrit, sur la base de ces équations de compatibilité, les relations qui lient la courbure des trajectoires, l'intensité de la déformation finie, et les variations de courbure entre l'état initial et l'état final.

On utilise les propriétés suivantes:

- le fait que les trajectoires sont, tant dans l'état initial que dans l'état final, assimilables à un système de coordonnées curvilignes orthogonal.

- tout système de coordonnées curvilignes en général doit satisfaire des équations de compatibilité. C'est une propriété géométrique de ce type de réseau.

- les trajectoires de l'état final représentent l'image déformée des trajectoires de l'état initial. Ceci permet de traiter le problème comme celui de la déformation d'une grille matérielle.

3.2.2 Définition d'une courbure

Si C est une courbe définie par la fonction $r(u)$, alors dr/du est un vecteur dirigé selon la tangente à C . Si le scalaire u représente l'abscisse curviligne s mesurée à partir d'un point fixe quelconque sur C , alors dr/ds est le vecteur unitaire tangent à C et est noté T (fig. 14).

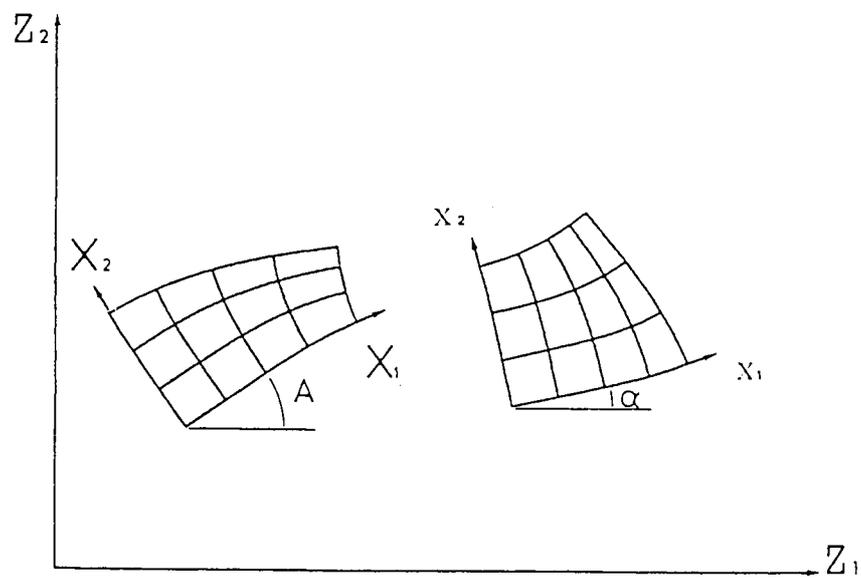


FIG. 15 Réseau de coordonnées curvilignes orthogonales
 (Z_1, Z_2) Repère commun
 (X_1, X_2) coordonnées curvilignes parallèles aux trajectoires de l'état initial.
 (x_1, x_2) coordonnées curvilignes parallèles aux trajectoires de l'état final.

Le taux d'accroissement de T par rapport à s mesure la courbure de C et est donné par dT/ds . La direction de dT/ds est la normale à la courbe en ce point.

Si N est un vecteur unitaire, dirigé selon cette normale, on a :

$$dT/ds = k N \quad \text{avec } k \geq 0$$

où k s'appelle la courbure de C en ce point précis (MURREY R.SPIEGEL, 1983, p.38). La quantité $r = 1/k$ est le rayon de courbure.

Si la courbe est une ligne droite, T est constant en direction ainsi qu'en magnitude et, ainsi, la courbure est nulle ($k=0$).

Remarque: dans sa définition, k est un terme positif. Dans le développement qui suit on va considérer des mesures de la courbure, ces mesures pouvant être des termes positifs ou négatifs suivant l'orientation de N , ceci permettant de distinguer le sens des courbures (fig. 14 a et b) et de mettre en évidence des inversions de courbure.

3.2.3 Equations de compatibilité: Rappel.

- Cas général:

Lorsque l'on considère un système de coordonnées curvilignes quelconque, formé par deux familles de lignes X_1 et X_2 , sa description dans un repère cartésien (Z_1, Z_2) est donnée par la transformation :

$$\begin{aligned} x_1 &= x_1(z_1, z_2) \\ x_2 &= x_2(z_1, z_2) \end{aligned} \quad (3.1)$$

la transformation réciproque est

$$\begin{aligned} z_1 &= z_1(x_1, x_2) \\ z_2 &= z_2(x_1, x_2) \end{aligned} \quad (3.2)$$

écrites sous forme différentielle, ces équations décrivent une relation linéaire entre les deux systèmes, pour un élément de taille infinitésimale:

$$\begin{aligned} dz_1 &= (\partial z_1 / \partial x_1) dx_1 + (\partial z_1 / \partial x_2) dx_2 \\ dz_2 &= (\partial z_2 / \partial x_1) dx_1 + (\partial z_2 / \partial x_2) dx_2 \end{aligned} \quad (3.3)$$

sous forme matricielle (3.3) s'écrit

$$\begin{bmatrix} dz_1 \\ dz_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \partial z_1 / \partial x_1 & \partial z_1 / \partial x_2 \\ \partial z_2 / \partial x_1 & \partial z_2 / \partial x_2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} dx_1 \\ dx_2 \end{bmatrix} \quad (3.4)$$

où les termes z_i / x_j sont les gradients de la transformation. Si les fonctions qui décrivent la transformation sont des fonctions continues et

dérivables, ces gradients doivent satisfaire les conditions de compatibilité suivantes:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x_2} \frac{\partial z_1}{\partial x_1} &= \frac{\partial}{\partial x_1} \frac{\partial z_1}{\partial x_2} \\ \frac{\partial}{\partial x_2} \frac{\partial z_2}{\partial x_1} &= \frac{\partial}{\partial x_1} \frac{\partial z_2}{\partial x_2} \end{aligned} \quad (3.5)$$

c'est une propriété géométrique propre à tout système de ce type (cf. discussion dans CUTLER & COBBOLD, 1985, p.279).

- Application aux trajectoires de déformation.

Les trajectoires de la déformation finie, ainsi que celles de la déformation réciproque, étant l'équivalent de systèmes de coordonnées curvilignes, doivent satisfaire les équations de compatibilité (3.5). De plus, dans le cas où les deux familles x_1 et x_2 sont orthogonales l'une à l'autre - ce qui est le cas, par définition, des trajectoires de déformation - les gradients peuvent s'écrire comme le produit d'une rotation rigide et d'un changement de forme:

$$\begin{bmatrix} \partial z_1 / \partial x_1 & \partial z_1 / \partial x_2 \\ \partial z_2 / \partial x_1 & \partial z_2 / \partial x_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos a & \sin a \\ -\sin a & \cos a \end{bmatrix} \begin{bmatrix} h_1 & 0 \\ 0 & h_2 \end{bmatrix} \quad (3.6)$$

a représente la rotation rigide et h_1 et h_2 de simples facteurs d'échelle définis par $ds_1 = h_1 dx_1$ et $ds_2 = h_2 dx_2$, ds_1 et ds_2 étant des mesures de longueur le long, respectivement, de x_1 et x_2 . Dans ces conditions, en appliquant les conditions de compatibilité (3.5) à (3.6), on obtient (COBBOLD, 1980) (et cf. annexe I):

$$\begin{aligned} k_1 &= \frac{\partial a}{\partial s_1} = -\frac{1}{h_1} \frac{\partial h_1}{\partial s_2} \\ k_2 &= \frac{\partial a}{\partial s_2} = -\frac{1}{h_2} \frac{\partial h_2}{\partial s_1} \end{aligned} \quad (3.7)$$

k_1 et k_2 représentent des mesures de la courbure des lignes x_1 et x_2 .

Si on appelle (x_1, x_2) les trajectoires de l'état déformé final, les équations (3.7) représentent les équations de compatibilité pour l'état déformé. De même, si on désigne les trajectoires de l'état initial par (X_1, X_2) , on aura:

$$\begin{aligned} K_1 &= \partial A / \partial S_1 = (-1 / H_1) \partial H_1 / \partial S_2 \\ K_2 &= \partial A / \partial S_2 = (1 / H_2) \partial H_2 / \partial S_1 \end{aligned} \quad (3.8)$$

où K_1 et K_2 sont des mesures de la courbure des trajectoires correspondantes dans l'état initial non déformé avec, $dS_1 = H_1 dx_1$ et $dS_2 = H_2 dx_2$.

3.2.4 Relations courbure / déformation

A partir des équations de compatibilité décrites précédemment, on recherche une expression liant courbure et déformation.

Les trajectoires de déformation dans l'état final étant l'image déformée des trajectoires dans l'état initial, si on appelle 1 et 2, les étirements le long respectivement de x_1 et x_2 , on peut écrire (COBBOLD, 1980):

$$\begin{aligned} X_1 &= x_1 & ; & & X_2 &= x_2 \\ \lambda_1 &= ds_1 / dS_1 = h_1 / H_1 \\ \lambda_2 &= ds_2 / dS_2 = h_2 / H_2 \end{aligned} \quad (3.9)$$

on pose:

$$\begin{aligned} b_1 &= \ln h_1 & , & & B_1 &= \ln H_1 & : & & \epsilon_1 &= \ln \lambda_1 \\ (3.10) & & & & (3.11) & & & & (3.12) \\ b_2 &= \ln h_2 & , & & B_2 &= \ln H_2 & , & & \epsilon_2 &= \ln \lambda_2 \end{aligned}$$

sachant que $\partial \ln h_i = \partial h_i / h_i$, les courbures (éq. (3.7) et (3.8)) peuvent alors s'écrire, en fonction de (3.10) et (3.11):

$$\begin{aligned} k_1 &= -\partial b_1 / \partial s_2 & & & K_1 &= -\partial B_1 / \partial S_2 \\ (3.13); & & & & (3.14) \\ k_1 &= \partial b_2 / \partial s_1 & & & K_2 &= \partial B_2 / \partial S_1 \end{aligned}$$

et les étirements logarithmiques peuvent également s'écrire:

$$\epsilon_1 = \ln (h_1/H_1) = b_1 - B_1 \quad (3.15)$$

$$\epsilon_2 = \ln (h_2/H_2) = b_2 - B_2$$

$$\text{soit: } B_1 = b_1 - \epsilon_1 \quad \text{et} \quad B_2 = b_2 - \epsilon_2 \quad (3.16)$$

en utilisant (3.14) et (3.16), on a:

$$\begin{aligned} K_1 &= - \partial (b_1 - \epsilon_1) / \partial S_2 \\ K_2 &= \partial (b_2 - \epsilon_2) / \partial S_1 \end{aligned} \quad (3.17)$$

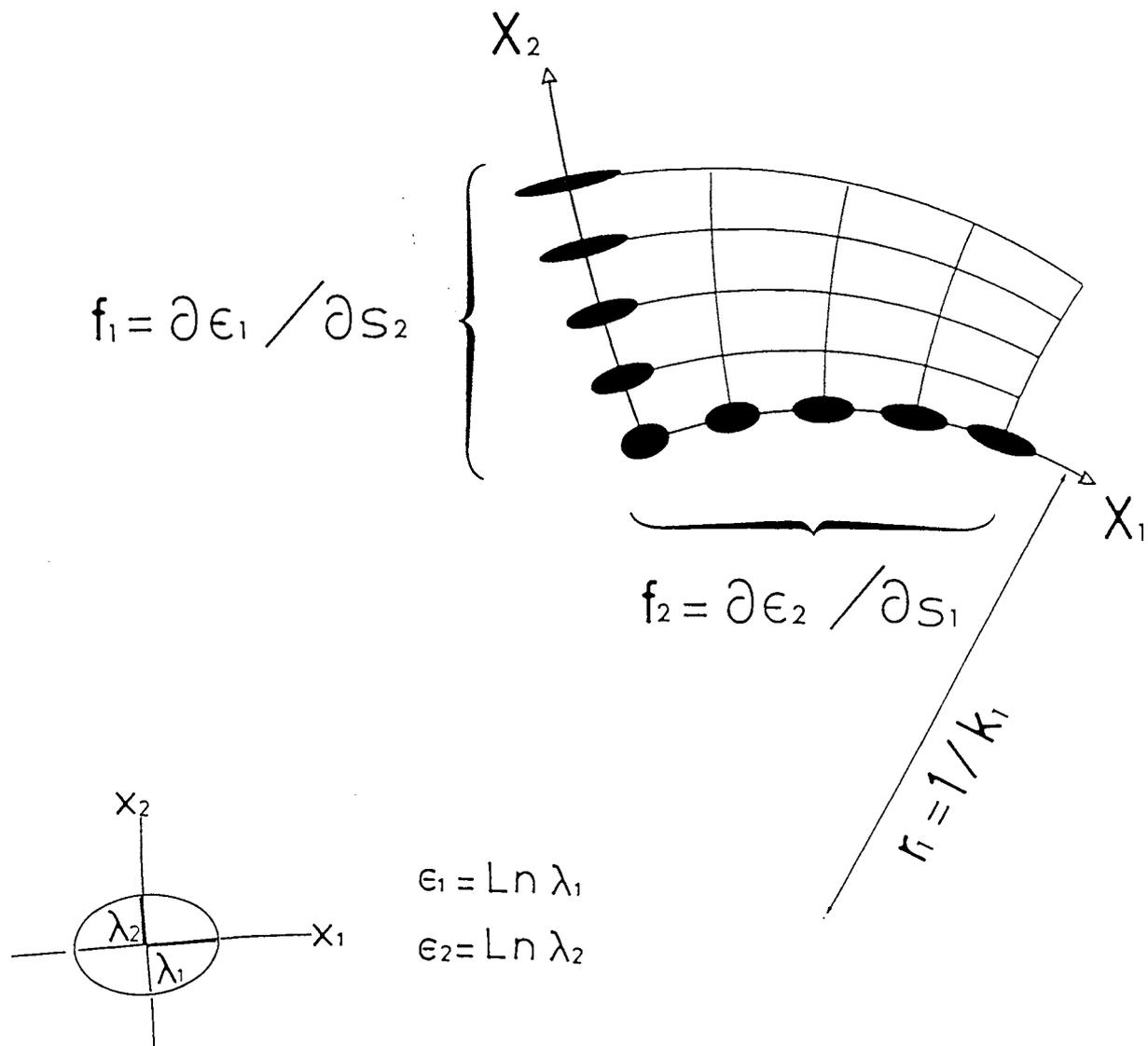


FIG. 16 Définition des gradients transverses f_1 et f_2 . (v. texte)

puis (3.9) et (3.12):

$$K1 = -\lambda 2 \partial(b1-e1) / \partial s2 \quad (3.18)$$

$$K2 = \lambda 1 \partial(b2-e2) / \partial s1$$

enfin, en posant : $f1 = -\partial \epsilon 1 / \partial s2$ et $f2 = \partial \epsilon 2 / \partial s1$ (3.19)

les équations (3.18) deviennent finalement:

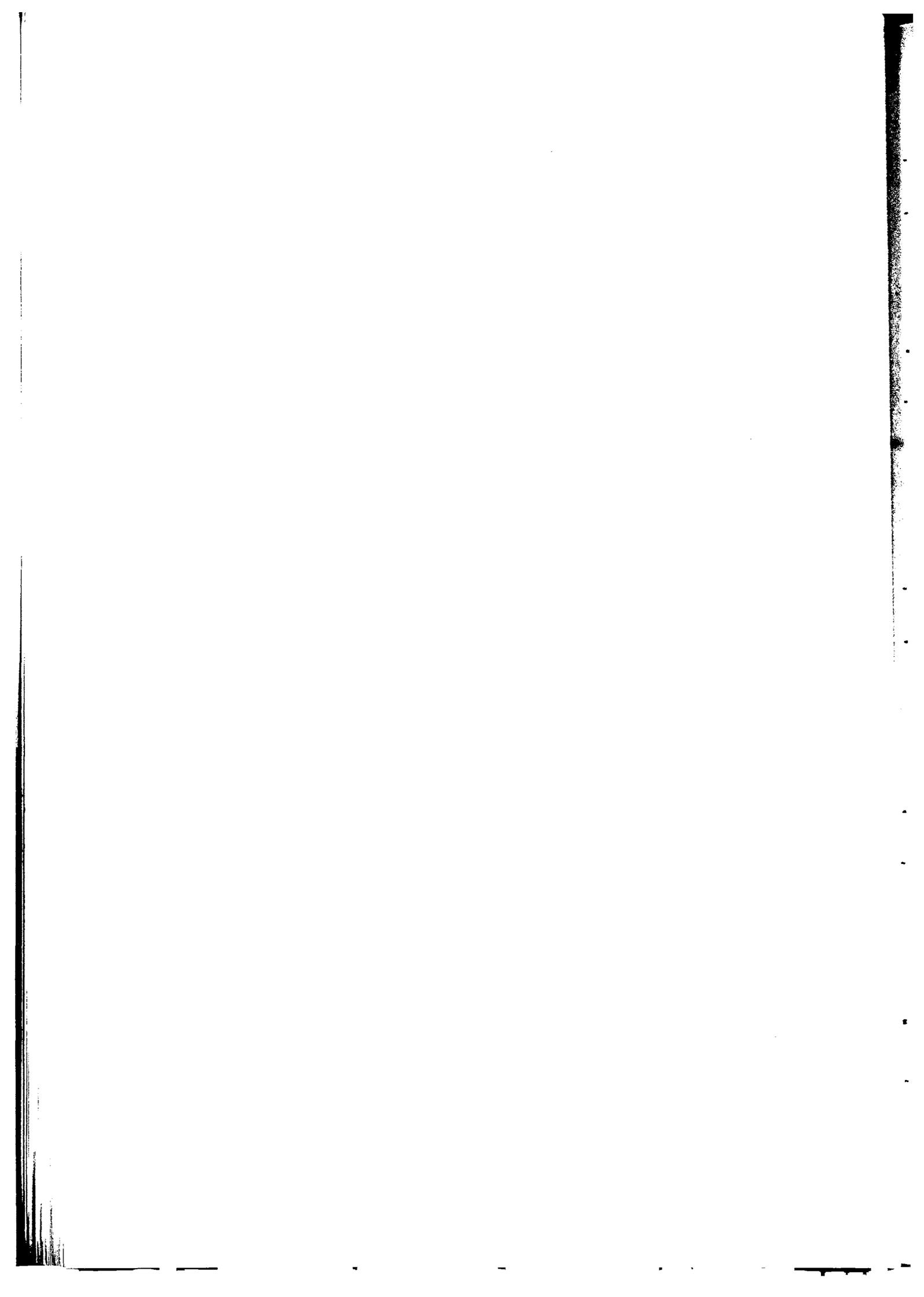
$$K1 = \lambda 2 (k1-f1) \quad (3.20)$$

$$K2 = \lambda 1 (k2-f2)$$

on aboutit ainsi à une expression particulière des équations de compatibilité sous la forme d'équations de courbures.

La courbure des trajectoires de la déformation finie dépend donc, pour chaque famille (ex. x1), de trois facteurs:

- 1) la courbure des trajectoires dans l'état initial (K1).
- 2) l'étirement ($\lambda 2$) correspondant à la direction transversale à la famille considérée.
- 3) un gradient de déformation (f1) qui exprime la variation, le long de la famille transversale, de la déformation ($\epsilon 1$) mesurée parallèlement à la famille de trajectoires considérée fig. 16).



3.3 Etude d'exemples théoriques et expérimentaux

3.3.1 Modèles retenus

On décrit une série d'exemples théoriques simples s'inspirant notamment de ceux présentés par RAMSAY & HUBER (1983).

Ces modèles correspondent à des structures fréquemment décrites en tectonique : plis, zones de cisaillement, domes diapiriques. Ils vont permettre :

1_ de tester pour chacun d'entre eux l'hypothèse faite au départ sur les relations entre convergence des trajectoires et variations d'intensité de la déformation finie.

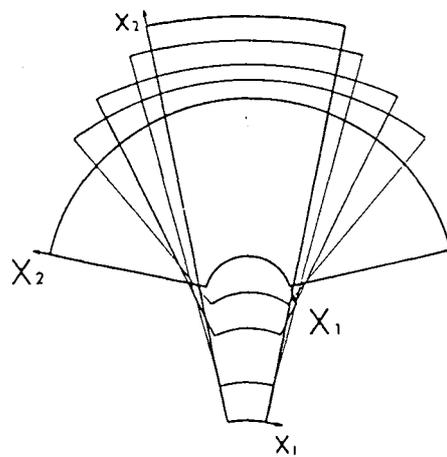
2_ de préciser le rôle et la contribution de chacun des paramètres intervenant dans les équations de courbure. En particulier les influences relatives de ceux-ci sur les changements de courbure des trajectoires entre l'état initial et l'état final.

Tous les modèles décrits ici sont bidimensionnels et la déformation se fait à surface constante. La plupart de ces exemples sont des modèles numériques (exemples 1 à 6) pour lesquels la déformation finie ainsi que la déformation réciproque (exemples 2,5 et 6) sont calculées de façon exacte. Les équations correspondantes sont détaillées dans l'annexe II).

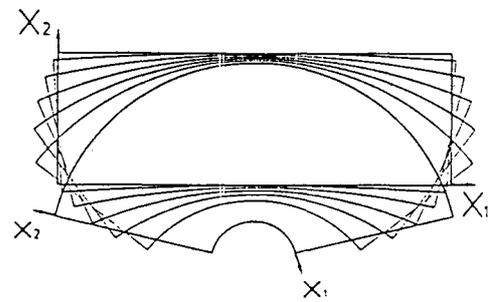
Les trajectoires de déformation sont dessinées de façon exacte pour les exemples 1 à 4, et sont tracées à l'aide de la méthode numérique développée au chapitre II, pour les exemples 5 et 6. L'exemple 7 est un modèle expérimental tiré de DIXON (1975) pour lequel on a également construit les trajectoires de l'étirement principal.

Pour tous ces exemples, le champ de déformation est représenté par une grille à maille carrée déformée et l'ellipse de déformation calculée est représentée au centre de chaque maille. Comme on raisonne en deux dimensions et à surface constante, on assimile l'intensité de la déformation finie à la valeur de l'étirement maximal.

La géométrie des trajectoires de chacun de ces modèles permet de les classer en deux groupes, suivant qu'elles forment un éventail simple ou un éventail double.



a



b

FIG. 17 Plissements concentriques
 a : étirement radial
 b : conservation d'une ligne neutre

3.3.2 Trajectoires formant un éventail simple

Les modèles 1 à 4 sont obtenus par un plissement concentrique et sont caractérisés par le fait que l'une des deux familles de trajectoires reste rectiligne (x_2) et adopte une géométrie en éventail convergent vers le coeur du pli, tandis que l'autre famille (x_1) forme une série d'arcs de cercle concentriques.

Remarque: ces premiers exemples sont des cas particuliers pour lesquels les trajectoires de déformation vont se comporter comme des lignes passives, ce qui n'est pas forcément vrai dans le cas général.

D'autre part, la courbure de la famille rectiligne (x_2) étant, par définition, nulle, tant dans l'état déformé que dans l'état non déformé, l'une des deux équations de courbure (3.20) disparaît totalement. Ceci permet de ne considérer qu'une seule des deux équations de courbure.

On envisage deux types de plis concentriques sans composante cisailante parallèle au bords du pli (cf CUTLER & COBBOLD, 1985).

Dans le premier cas (exemples 1 et 2), la flexion conserve une ligne neutre qui ne subit aucun changement de longueur. De part et d'autre de cette ligne la déformation se traduit par un étirement ou un raccourcissement tangentiel, compensé respectivement par un raccourcissement ou un étirement radial (fig. 17b). L'autre type (exemple 3) est obtenu par un simple étirement radial, homogène, compensé par un raccourcissement tangentiel homogène (fig. 17a).

Dans la terminologie employée ici, les minuscules (x_1, x_2) désignent les trajectoires de déformation de l'état final et les majuscules (X_1, X_2) les trajectoires de la déformation dans l'état initial. On désigne arbitrairement par x_1 les trajectoires concentriques et par x_2 les trajectoires radiales rectilignes. λ_1 et λ_2 sont les axes principaux de la déformation le long respectivement de x_1 et x_2 , sans qu'il leur soit attribué a priori de signification particulière en termes d'étirements et de raccourcissements maximums (Ceux-ci étant désignés par λ_{\max} et λ_{\min}).

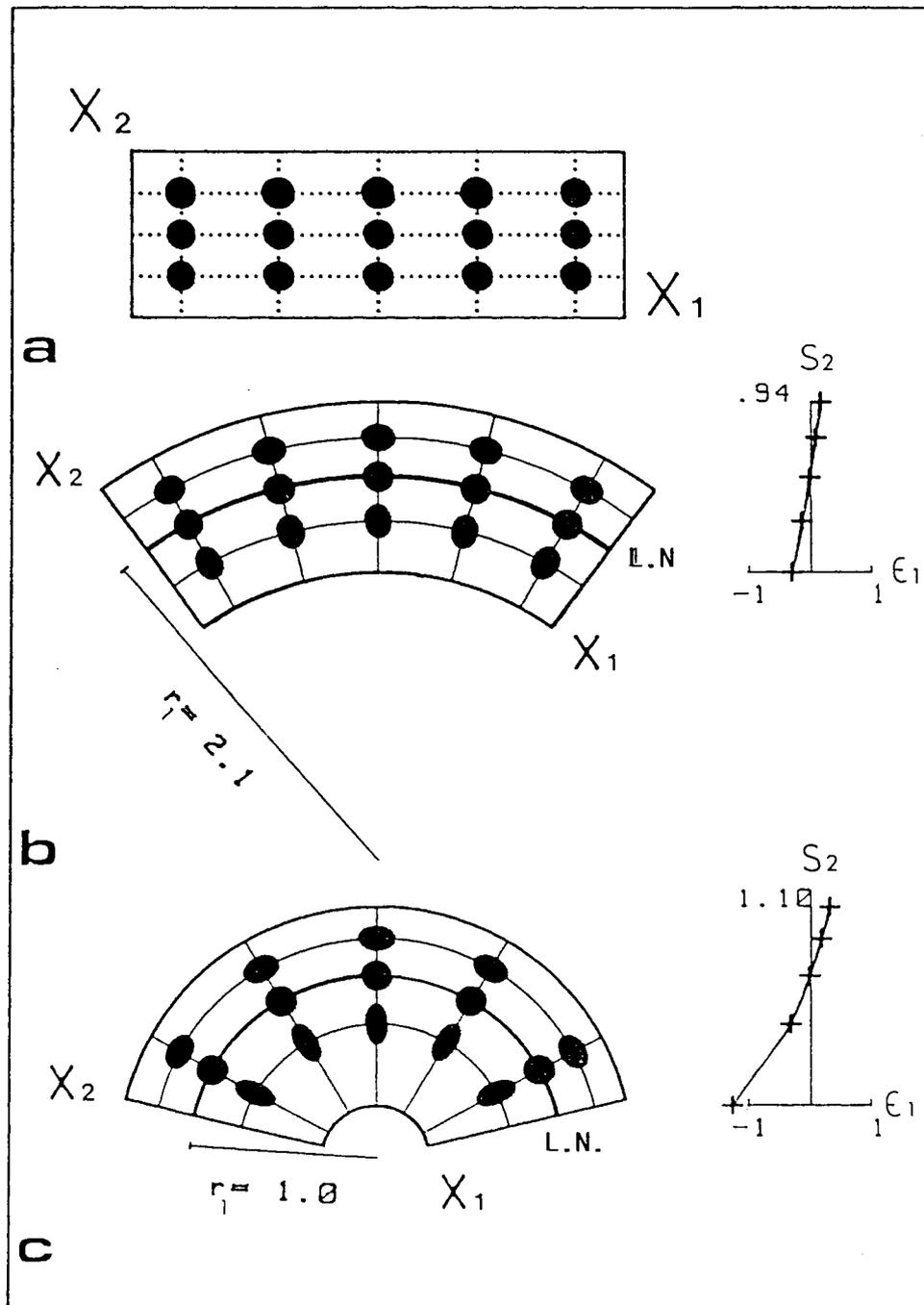


FIG. 18 Flexure simple (voir texte)

a : Etat initial non déformé

b et c : Stades déformés

- Exemple 1 : flexure simple

Dans l'exemple d'un pli obtenu par le plissement d'un objet initialement rectiligne, les trajectoires de la déformation réciproque (état initial) forment un système cartésien où, par définition, les courbures des deux familles sont nulles $K_1 = K_2 = 0$ (fig. 18 a).

Au fur et à mesure que la déformation évolue, la géométrie des trajectoires se modifie. L'une des deux famille (x_2) reste rectiligne ($k_2=0$) et devient convergente vers le coeur du pli et divergente vers l'extrados. L'autre famille (x_1) acquiert une courbure ($k_1 \neq 0$). Pour chaque stade déformé, cette courbure augmente régulièrement vers le coeur du pli (fig. 18 b et c), et s'accroît d'un stade à l'autre avec l'évolution du plissement. Dans le repère choisi, l'étirement ϵ_1 augmente le long de x_2 et son gradient est positif ($\partial \epsilon_1 / \partial s_2 > 0$ et $f_1 < 0$; diagramme $\epsilon_1 = f(s_2)$, sur la droite des modèles, fig. 18 b et c).

Dans ce modèle on a imposé la conservation d'une ligne neutre (ligne intermédiaire en trait épais, fig 18) le long de laquelle il ne se produit ni raccourcissement ni étirement : $\lambda_1 = \lambda_2 = 1$, $\epsilon_1 = 0$.

Au niveau de cette ligne, les équations de courbure se réduisent à :

$$k_1 = f_1 = -\partial \epsilon_1 / \partial s_2$$

relation qui traduit le fait que la courbure y est égale au gradient transversal f_1 . L'augmentation de ce gradient entraîne une accentuation de la courbure des trajectoires x_1 .

La ligne neutre délimite deux parties dans le pli: un arc interne et un arc externe. Le passage de l'un à l'autre se traduit par une permutation des directions principales λ_{\max} et λ_{\min} , le long de chaque famille de trajectoires.

Dans la partie interne, les ligne x_2 représentent les trajectoires de l'étirement maximum ($\lambda_2 = \lambda_{\max}$) et la convergence de celles-ci, vers le coeur du pli, correspond à l'augmentation de l'étirement fini. Dans la partie externe au contraire, les lignes x_2 correspondent aux trajectoires du raccourcissement maximum ($\lambda_2 = \lambda_{\min}$) et leur divergence s'accompagne de l'augmentation de la déformation finie.

Dans cet exemple la convergence des trajectoires de λ_{\max} (arc interne) et la divergence des trajectoires de λ_{\min} (arc externe) correspondent, l'une et l'autre, à l'augmentation de la déformation finie et sont en accord avec l'hypothèse de départ.

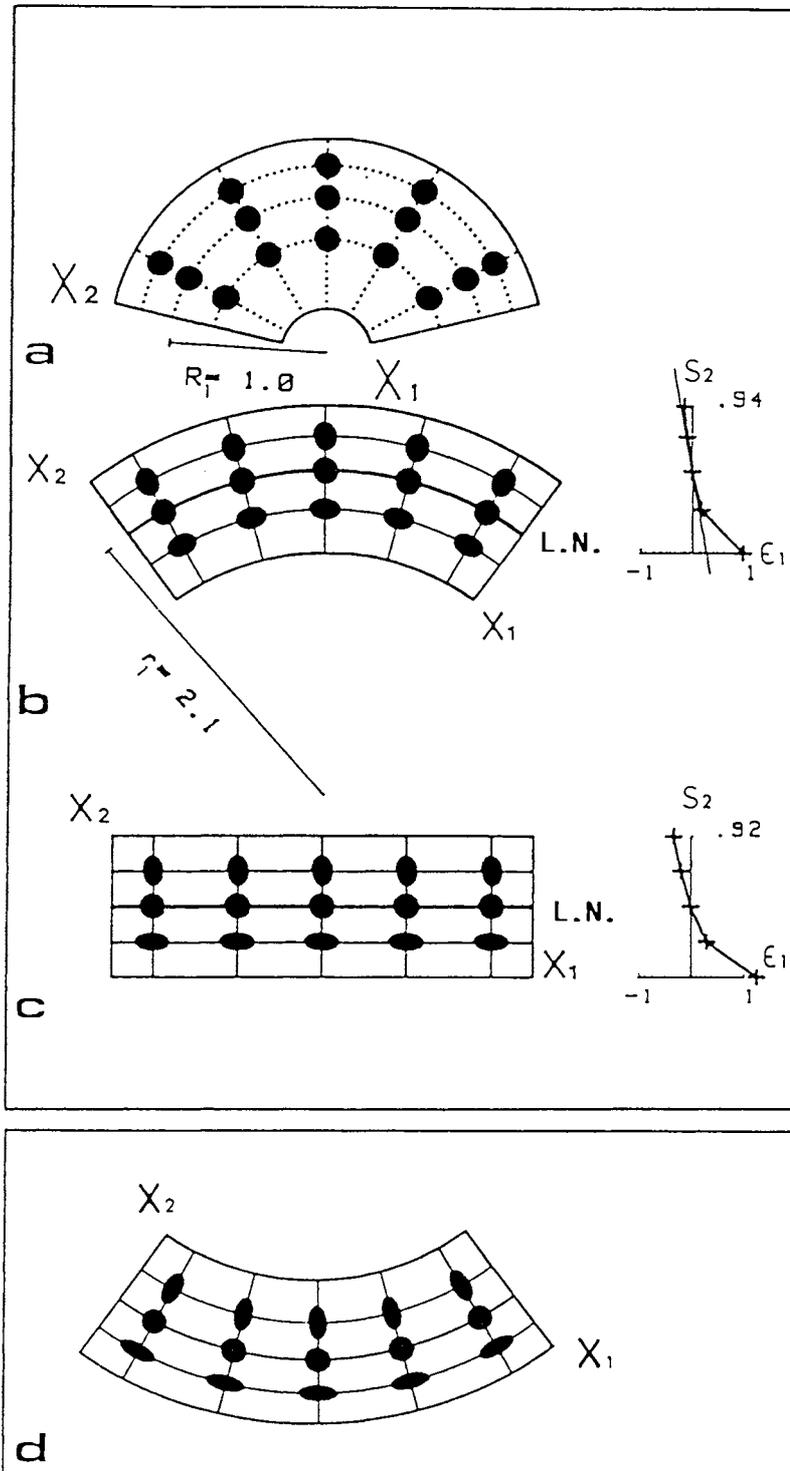


FIG. 19 Flexure inverse (v.texte)
 a : Etat initial non déformé
 b, c, d : Stades déformés

- Exemple 2 : flexure inverse

Dans cet exemple, on effectue le chemin inverse de celui de l'exemple précédent: une structure initialement arquée subit un déplissement.

Dans l'état initial, l'une des deux familles de trajectoires, (x_1), est concentrique ($k_1 \neq 0$) tandis que l'autre, (x_2), est représentée par des droites convergentes vers le coeur du pli.

La déformation redresse toutes les lignes courbes. Comme dans l'exemple précédent, on impose la conservation d'une ligne neutre. L'extrados subit maintenant un raccourcissement tangentiel et l'intrados un raccourcissement radial.

L'étirement logarithmique ϵ_1 (mesuré dans la direction x_1) diminue maintenant vers l'extérieur du pli, le long de x_2 . Son gradient est négatif ($\partial \epsilon_1 / \partial s_2 < 0$ et $f_1 > 0$; fig. 19 b et c).

Dans un premier temps, le redressement des trajectoires x_1 est partiel et on conserve la convergence de la famille x_2 (fig. 19 b). Dans la partie externe, les lignes x_2 représentent les trajectoires de l'étirement maximum. La convergence de ces trajectoires, vers la ligne neutre, correspond maintenant à une diminution de l'intensité de la déformation finie.

Dans la partie interne, la famille x_2 représente la direction de λ_{\min} et la divergence de ces trajectoires s'accompagne de la diminution de l'étirement fini. Cette configuration est exactement contraire à celle de l'exemple précédent et contredit l'hypothèse de départ.

Au niveau de la ligne neutre ($\lambda_1 = \lambda_2$), les équations de courbure deviennent:

$$K_1 = k_1 - f_1.$$

K_1 et k_1 étant des termes négatifs et f_1 étant ici positif, cette expression traduit simplement le fait que la courbure dans l'état initial K_1 est supérieure, en valeur absolue, à la courbure k_1 de l'état final. La différence entre ces deux courbures est le gradient f_1 avec, en valeur absolue, $f_1 < K_1$.

Un cas particulier peut être atteint lorsque le déplissement est achevé. L'objet initialement concentrique a acquis une forme rectiligne. Les trajectoires de déformation forment alors un système parfaitement cartésien comme c'est également le cas pour un cisaillement pur homogène, par exemple.

$$k_1 = k_2 = 0.$$

Au niveau de la ligne neutre, les équations de courbure se réduisent à:

$$K_1 = -f_1 = \partial \epsilon_1 / \partial s_2.$$

La courbure des trajectoires dans l'état non déformé, dans ce cas, dépend donc uniquement du gradient transversal de déformation dans l'état déformé, f_1 .

Cet exemple montre, par ailleurs, que, d'un point de vue cinématique, on peut envisager une géométrie cartésienne pour les trajectoires de

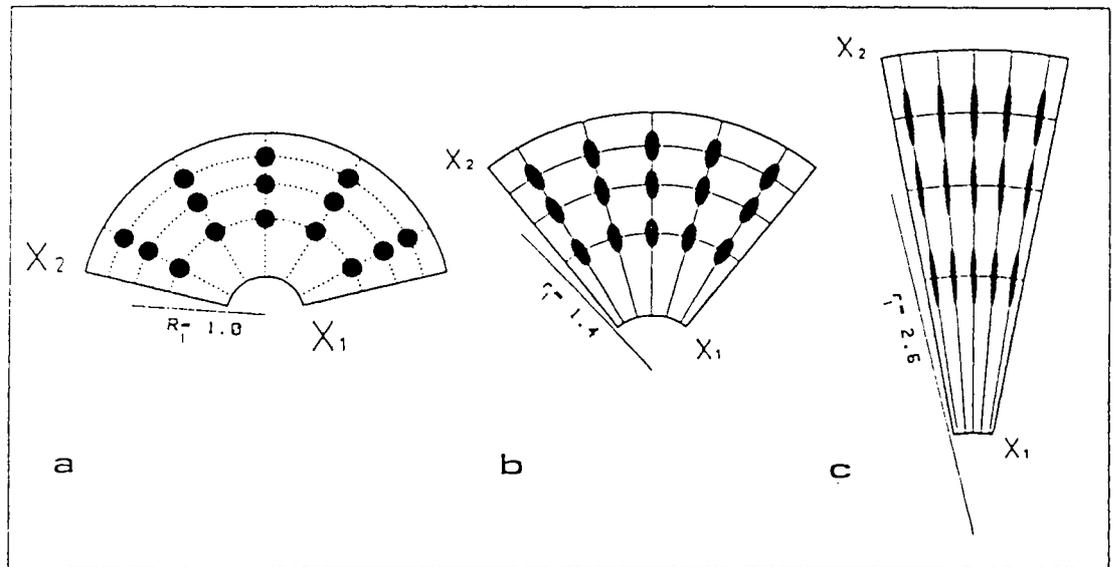


FIG. 20 Etirement radial homogène (voir texte)

a : Etat initial non déformé

b et c : Etat déformé

déformation finie, non seulement pour le cas d'une déformation homogène (cisaillement simple, aplatissement pur) ou d'un changement de surface inhomogène (cf. RAMSAY & HUBER, 1983, p.48), mais également pour certains cas de déformation, à surface constante, où existe un gradient d'intensité de la déformation finie.

Enfin, si cette déformation se poursuit, on peut arriver à l'inversion des courbures initiales. La convergence des étirements principaux correspond à l'augmentation de la déformation finie. Au niveau de la ligne neutre, les équations de courbures s'écrivent de nouveau:

$$K_1 = k_1 - f_1.$$

Compte tenu du repère considéré ici, la mesure de la courbure finale devient un terme positif et, de ce fait, K_1 et k_1 sont maintenant de signes contraires. Le gradient f_1 doit donc être plus grand, en valeur absolue, que la courbure initiale ($f_1 > K_1$).

- Exemple 3 : étirement radial homogène

Les deux exemples précédents ont montré l'influence du gradient f_1 . Considérons maintenant un exemple où ce gradient n'intervient pas.

La courbure des trajectoires peut diminuer, non seulement par l'intervention d'une flexure inverse (exemple précédent), mais également, comme c'est maintenant le cas, par un simple étirement homogène de tous les rayons de courbure r_1 par un facteur λ_2 (fig. 20).

La conservation de la surface est possible, à condition de compenser l'étirement le long des rayons de courbure par un raccourcissement des lignes concentriques (x_1) d'un facteur $\lambda_1 = 1 / \lambda_2$.

La déformation ainsi obtenue est homogène et les gradients d'intensité sont nuls: $f_1 = f_2 = 0$. Les équations de courbure s'écrivent:

$$K_1 = \lambda_2 k_1$$

soit, pour les rayons de courbure:

$$r_1 = \lambda_2 R_1.$$

La courbure initiale des trajectoires x_1 se trouve diminuée d'un facteur λ_2 , correspondant ici à λ_{\max} . Au fur et à mesure que λ_2 augmente, la courbure des trajectoires x_1 tend vers zéro (fig. 20 c) et la convergence des trajectoires x_2 devient de moins en moins forte.

Cet exemple montre que l'on peut également arriver à une géométrie convergente sans qu'il y ait de variation de l'intensité de la déformation finie.

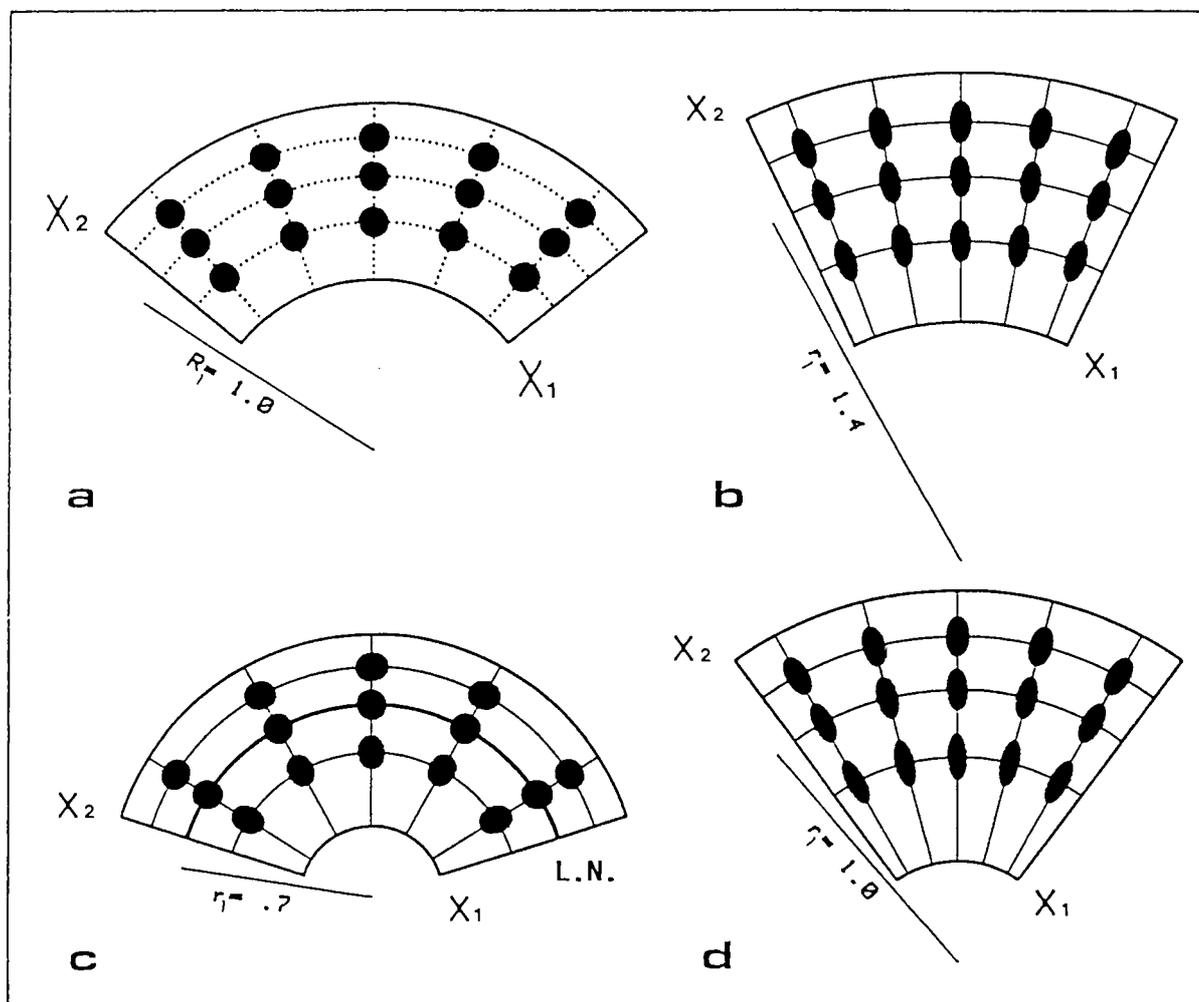


FIG. 21 Combinaison d'une flexure simple et d'un étirement radial
 a : Etat initial non déformé
 b : Déformation par simple étirement radial le long de X_2
 c : Déformation par simple flexure, avec conservation d'une ligne neutre (L.N.)
 d : Combinaison des deux déformations b et c. On a choisi de représenter un cas où le rayon de courbure final est identique au rayon de courbure initial ($R=1$)

- Exemple 4 : combinaison d'une flexure simple et d'un étirement radial

Les exemples précédents de flexure simple (fig. 18) et d'étirement radial (fig. 20) peuvent être combinés en n'importe quelle proportion pour obtenir une structure arquée (fig. 21)

Dans cet exemple, on considère un cas particulier tel que la ligne intermédiaire (ligne en trait épais, fig. 21) ne subit pas de changement de courbure entre l'état initial (fig. 21a) et l'état final (fig. 21d): $k_1 = K_1$. Les équations de courbure deviennent:

$$K_1 = k_1 = -f_1 \lambda_2 (1 - \lambda_2)$$

La déformation peut se faire suivant deux chemins différents conduisant au même résultat:

le chemin 1 (fig. 21a, b, d) correspond à un incrément d'étirement radial homogène responsable d'un redressement partiel de la courbure de x_1 , suivi par un incrément de flexure simple qui compense ce redressement.

dans le chemin 2 (fig. 21a, c, d), un incrément de flexure simple responsable de l'accentuation de la courbure de x_1 est suivi d'un incrément d'étirement radial le long de x_2 qui redresse cette courbure.

Ceci illustre comment le gradient f_1 et l'étirement λ_2 peuvent varier simultanément et arriver à compenser leurs effets sur la variation des courbures.

La convergence des trajectoires de λ_{\max} correspond, ici, pour le stade final (fig. 21d) à une augmentation de la déformation finie et l'hypothèse de départ est ici confirmée.

Dans les exemples qui viennent d'être passés en revue, seule une famille de trajectoires était convergente tandis que l'autre était courbe. Cela a permis d'isoler les différents paramètres et d'illustrer leur rôles respectifs. Dans le cas général de champs de déformation hétérogène, les deux familles de trajectoires sont courbes: elles convergent et divergent simultanément formant ainsi des éventails doubles dont on envisage maintenant quelques exemples.

3.3.3 Trajectoires formant un éventail double

- Exemple 5 : cisaillement simple hétérogène

Dans cet exemple, on considère une zone de cisaillement simple pour laquelle le taux de cisaillement varie transversalement par rapport à la direction du cisaillement (cf. annexe II)

Les trajectoires de la déformation finie (fig. 22) montrent une convergence des directions de l'étirement maximum (λ_{max}) vers le centre de la zone de cisaillement, là où la déformation est la plus intense. Au centre de la zone de cisaillement elle même, les trajectoires deviennent parallèles entre elles, et la déformation montre un palier (diagramme $\gamma=f(Y)$, annexe II).

Dans le cas du cisaillement simple hétérogène, il existe une relation particulière de symétrie entre les trajectoires de la déformation réciproque et les trajectoires de la déformation finie (symétrie par rapport à une direction perpendiculaire à la direction du cisaillement, cf. COBBOLD, 1979, p.69). Cela se traduit graphiquement par l'inversion des courbures de chacune des deux familles de trajectoires entre l'état initial et l'état final (fig. 22 et 23). Cette propriété permet notamment de mesurer directement, de façon graphique, le déplacement d'un point matériel quelconque en repérant simplement sa position par rapport aux trajectoires.

Une autre propriété essentielle du cisaillement simple est l'absence de déformation parallèlement à la direction du cisaillement. Pour un élément de longueur mesuré dans cette direction, désigné par ds dans l'état déformé et dS dans l'état non déformé, on a :

$$ds = dS , \quad (3.21)$$

ces deux propriétés vont être utilisées pour détailler les équations de courbures :

Si on appelle A et a , les orientations des directions principales de λ_{max} , respectivement, dans l'état initial et dans l'état final, les éléments de longueur mesurés le long des trajectoires sont :

pour l'état initial :

$$dS_1 = dS \cos A$$

$$dS_2 = dS \sin A , \quad (3.22)$$

et pour l'état final :

$$ds_1 = ds \cos a$$

$$ds_2 = ds \sin a , \quad (3.23)$$

la propriété de symétrie permet d'écrire :

our
la

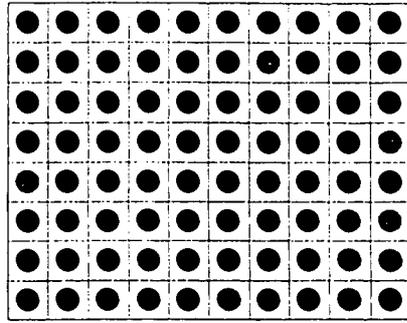
ufe
de
Au
ent
me

on
on
ar
t,
es
at
nt
nt
ux

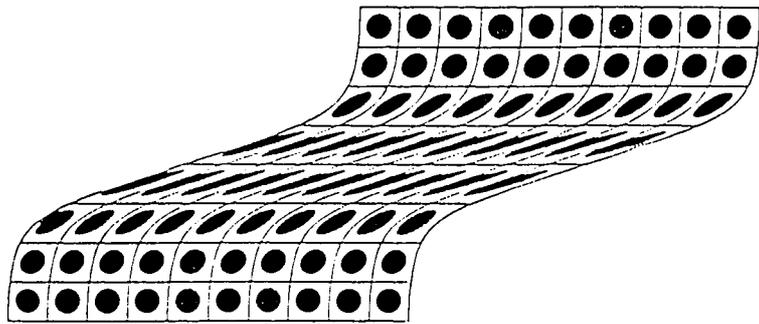
ce
in
is

e
e
,

a



b



c

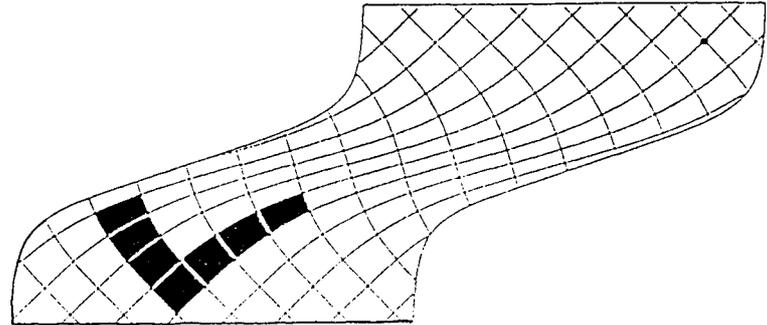


FIG. 22 Cisaillement simple hétérogène
a : Etat initial
b : Etat final déformé
c : Trajectoires de déformation

$$A + a = 90 \quad . \quad (3.24)$$

En utilisant (3.21) et (3.24) les équations (3.22) deviennent:

$$dS1 = ds \sin a = ds2 \quad (3.25)$$

$$dS2 = ds \cos a = ds1 \quad .$$

Les étirements principaux λ_{max} et λ_{min} sont donnés par (cf. CUTLER & COBBOLD, 1985, p.735) :

$$\lambda1 = ds1 / dS1 = ds1 / ds2 = \cotg a \quad (3.26)$$

$$\lambda2 = ds2 / dS2 = ds2 / ds1 = \tg a \quad .$$

En utilisant (3.25) et (3.26), les équations de compatibilité (3.8) deviennent, pour les courbures:

$$K1 = \partial A / \partial S1 = -\partial a / \partial s2 = -k2 \quad (3.27)$$

$$K2 = \partial A / \partial S2 = -\partial a / \partial s1 = -k1 \quad ,$$

ceci vérifie l'inversion des courbures, entre les deux états initial et final.

Enfin, les gradients $f1$ et $f2$ peuvent être calculés:

$$f1 = -\partial \epsilon1 / \partial s2 = -(\text{Ln } \cotg a) / \partial s2 = k1 / \sin a \quad (3.28)$$

$$f2 = \partial \epsilon2 / \partial s1 = (\text{Ln } \tg a) / \partial s1 = k2 / \cos a \quad .$$

On peut à nouveau comparer les gradients $f1$ et $f2$ aux courbures correspondantes. Ici, les valeurs de $f1$ et $f2$ sont significativement plus fortes que les valeurs absolues de $k1$ et $k2$, et l'hypothèse de départ est confirmée. A l'inverse et par comparaison avec l'exemple 1 (où $k1=f1$ et $k2=f2$) on peut dire que les courbures sont moins prononcées que dans ce premier exemple, respectivement par un facteur $(\sin a)^2$ et $(\cos a)^2$.

En utilisant (3.28) on peut calculer les deux membres de chaque équation de courbure:

$$\lambda2 (k1 - f1) = \tg a (1 - 1/\sin a) k1 = -k1 \cotg a \quad (3.29)$$

$$\lambda1 (k2 - f2) = \cotg a (1 - 1/\cos a) k2 = -k2 \tg a \quad ,$$

et

$$K1 = -\partial a / \partial s2 = -\cotg a (\partial a / \partial s1) = -k1 \cotg a \quad (3.30)$$

$$K2 = -\partial a / \partial s1 = -\tg a (\partial a / \partial s2) = -k2 \tg a \quad .$$

FLER

3.8)

l et

ures
plus
est
l et
s ce

ation

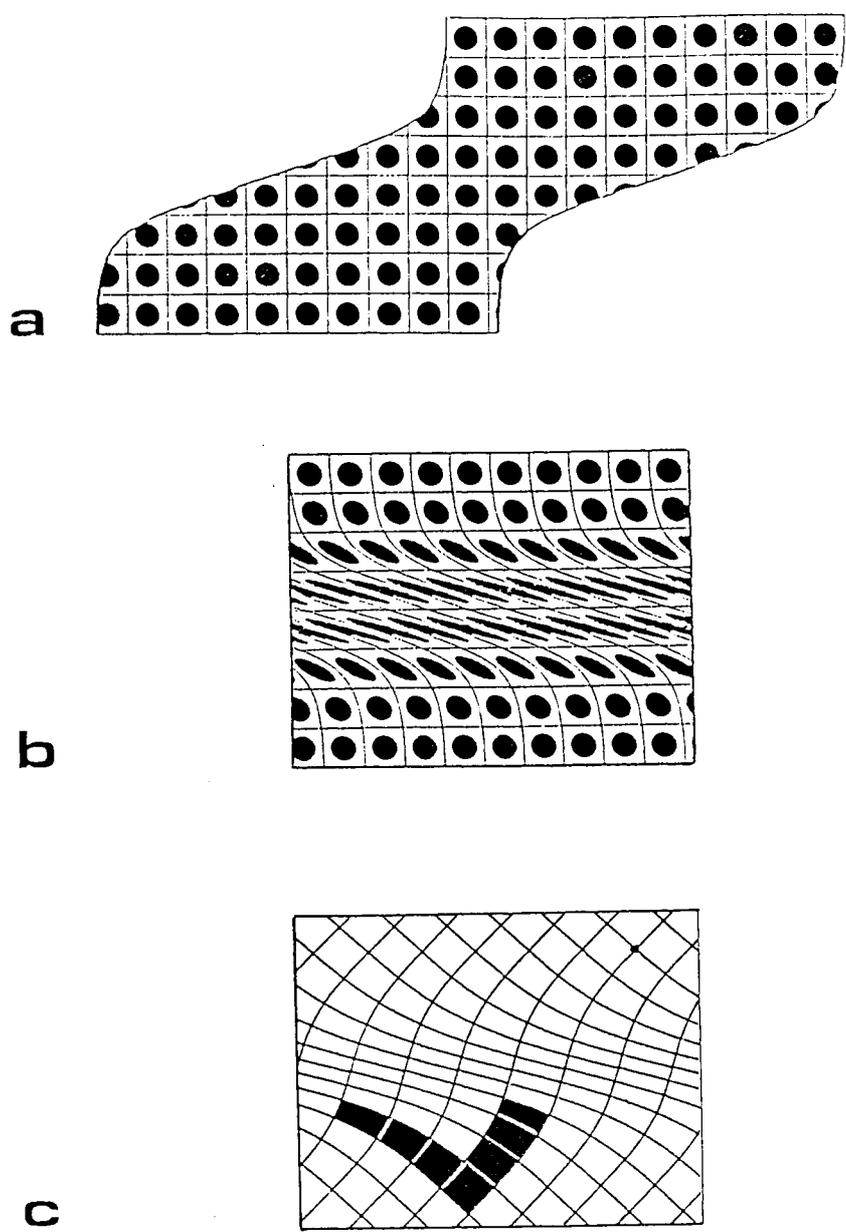


FIG. 23 Déformation réciproque du cisaillement simple hétérogène
a : Grille non déformée dans l'état final.
b : Déformation réciproque (état initial)
c : Trajectoires de la déformation réciproque. En noir, déformation réciproque de la surface parallèle aux trajectoires de la déformation finie (fig. 22).
Remarquer la symétrie entre les trajectoires de la déformation réciproque et celles de la déformation finie (fig. 22)

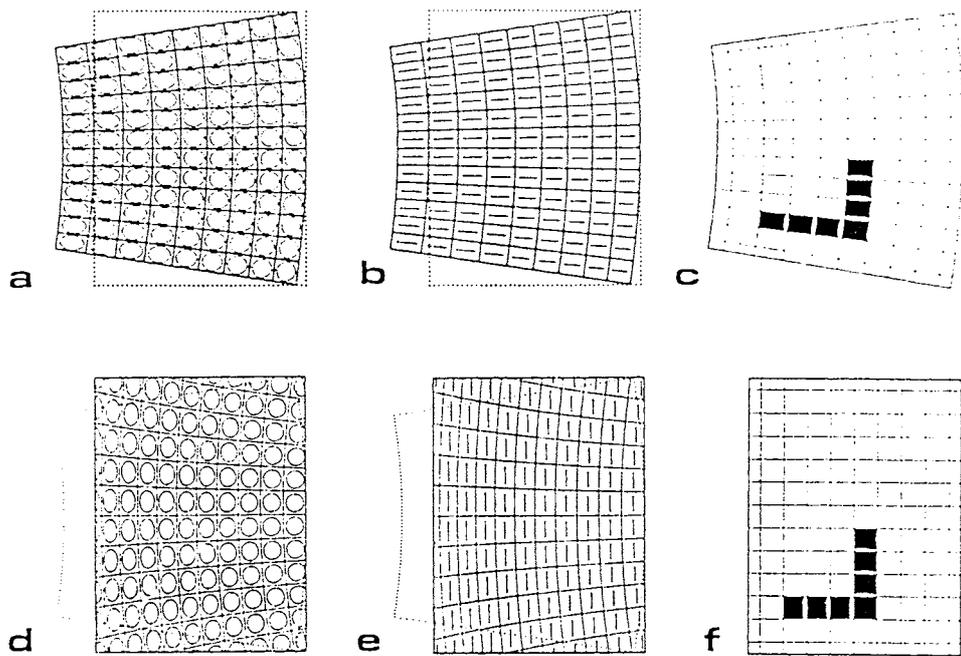


FIG. 24 Plissement concentrique

Déformation finie: a Champ de déformation, b directions principales, c trajectoires de déformation.

Déformation réciproque: d Etat initial, e directions principales, f trajectoires de déformation réciproque

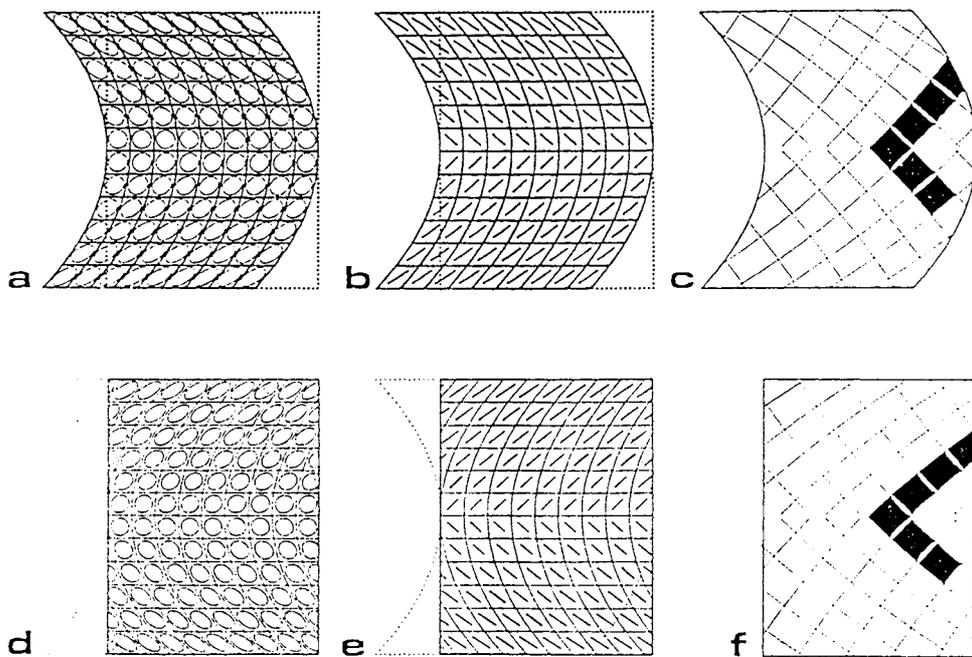


FIG. 25 Plissement semblable

a,b,c Déformation finie

d,e,f Déformation réciproque

Les équivalences de (3.29) et (3.30) vérifient les équations de courbure. (3.30) illustre fl comment intervient dans l'inversion de la courbure de x_1 (changement de signe entre l'état initial et l'état final) et, (3.30) illustre le rôle de $\lambda_2 (= \cotg a)$ dans le changement de longueur des trajectoires.

- Exemple 6 : extrusion

Dans l'exemple précédent, l'hypothèse de départ était vérifiée. Dans l'exemple considéré maintenant, la superposition, à une déformation de type cisaillement simple, d'une déformation supplémentaire, même de faible ampleur, aboutit à une géométrie de trajectoires infirmant cette hypothèse.

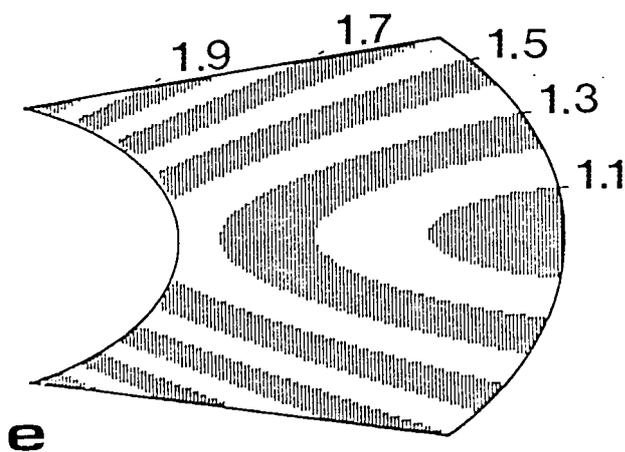
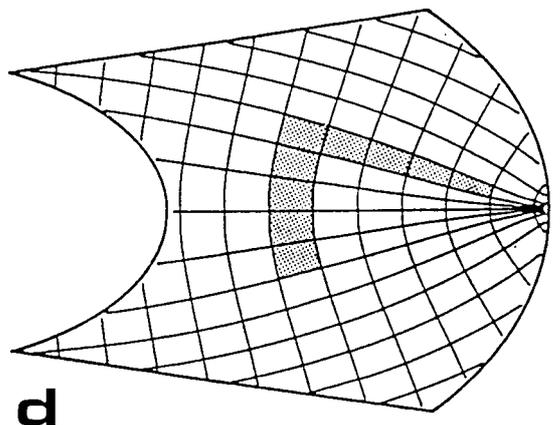
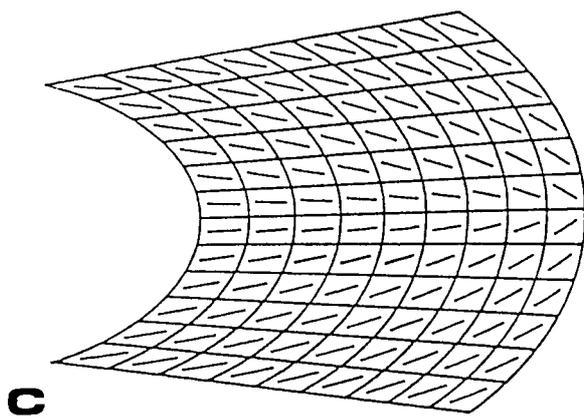
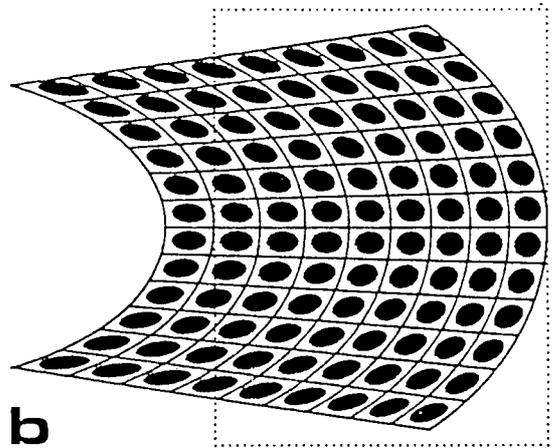
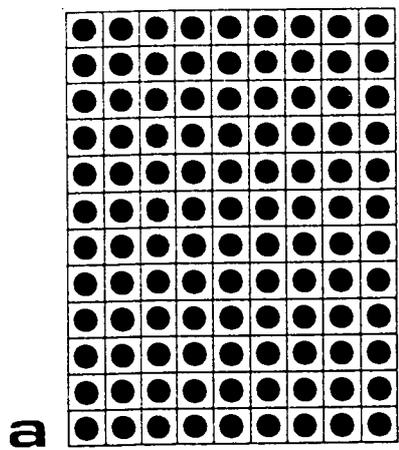
Le modèle décrit ici est construit en superposant un plissement concentrique (fig. 24), à un pli semblable (fig. 25).

Pour ces deux déformations élémentaires, les trajectoires de l'étirement maximum convergent vers les zones où la déformation est la plus forte (fig. 24 et 25c).

Le champ de déformation résultant de la combinaison des deux est représenté par la figure 26 et le champ de déformation réciproque par la figure 27. Les deux états sont caractérisés par une zone de faible déformation centrée sur un point neutre où la déformation est nulle. Dans l'état final, on remarque que les trajectoires de λ_{\max} convergent fortement vers cette zone.

A ce niveau, les trajectoires de x_1 sont fortement redressées lorsque l'on passe de l'état initial à l'état final. L'étirement fini de λ_2 (λ_{\max}) reste encore relativement faible ($\lambda_2 = 1.1$ à 1.3 environ) et le gradient fl ($= -\partial \epsilon_1 / \partial s_2$) est positif dans le repère choisi ($\partial \epsilon_1 / \partial s_1 < 0$). On retrouve des conditions très voisines de celles de la flexure inverse (exemple 2).

En revanche, dans la partie du modèle où la déformation est la plus intense, on s'éloigne de ces conditions et la convergence ou la divergence des trajectoires est beaucoup moins évidente. L'hypothèse de départ est alors difficile à confirmer ou à infirmer.



- a : Etat initial non déformé
- b :: Champ de déformation finie
- c : Directions principales
- d : Trajectoires de déformation
- e : Courbes d'isovaleurs de l'étirement maximal (max)

FIG. 26 Combinaison d'un pli cylindrique et d'un pli semblable

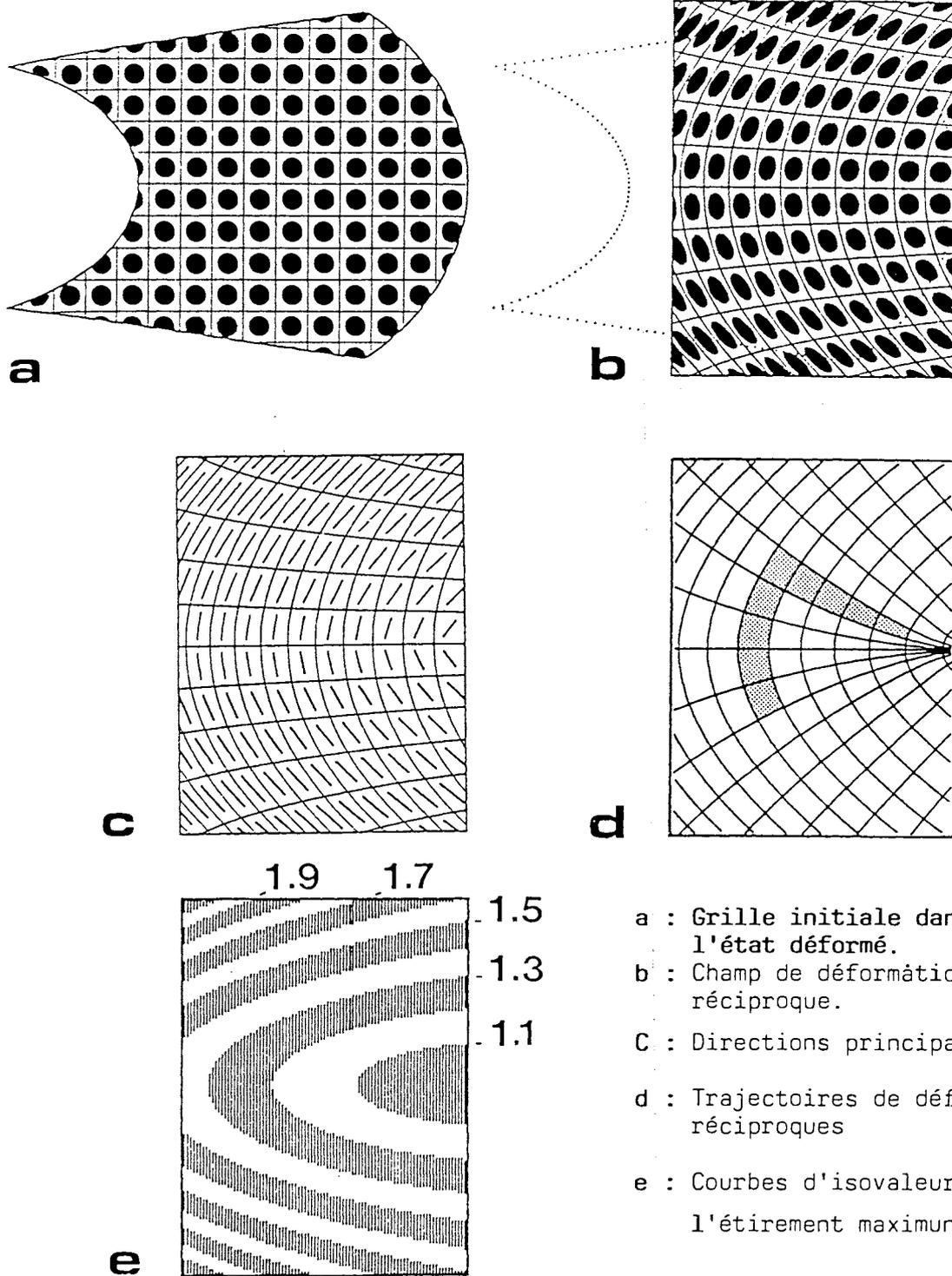


FIG. 27 Déformation réciproque de la combinaison d'un pli cylindrique et d'un pli semblable.

- Exemple 7 : dome diapirique expérimental

Cet exemple reprend un résultat expérimental tiré de J.M. DIXON (1975, fig.10, p.104) sur l'évolution de structures diapiriques, obtenues par centrifugation de modèles en silicone. On y retrouve les différents types de déformations décrits précédemment. Le modèle est composé de deux couches de silicone de densités différentes, la couche inférieure étant la plus légère. L'utilisation de marqueurs passifs linéaires, horizontaux dans une moitié du modèle, et verticaux dans l'autre, a permis de reconstituer la déformation d'une grille carrée (fig.28) et ainsi, de calculer la déformation finie pour chaque maille (approximation d'une déformation homogène à l'échelle de la maille).

Deux aires sont particulièrement remarquables : d'une part, l'aire A,B,C,D, très voisine de l'exemple 6 par sa géométrie d'ensemble et par des relations entre la distribution de la déformation finie et la géométrie des trajectoires. D'autre part, l'aire E,F,G,H qui montre une géométrie des trajectoires en éventail simple, comme dans les exemples de plis concentriques, et où l'augmentation de l'intensité de la déformation correspond à la convergence des trajectoires de λ_{max} .

Enfin, on peut également remarquer sur la partie de droite du modèle, la tendance au cisaillement de la couche supérieure à proximité du contact avec la couche inférieure. Ainsi, ce modèle expérimental réunit de façon synthétique, dans un même champ de déformation, les différentes associations gradients/convergence envisagées d'un point de vue théorique.

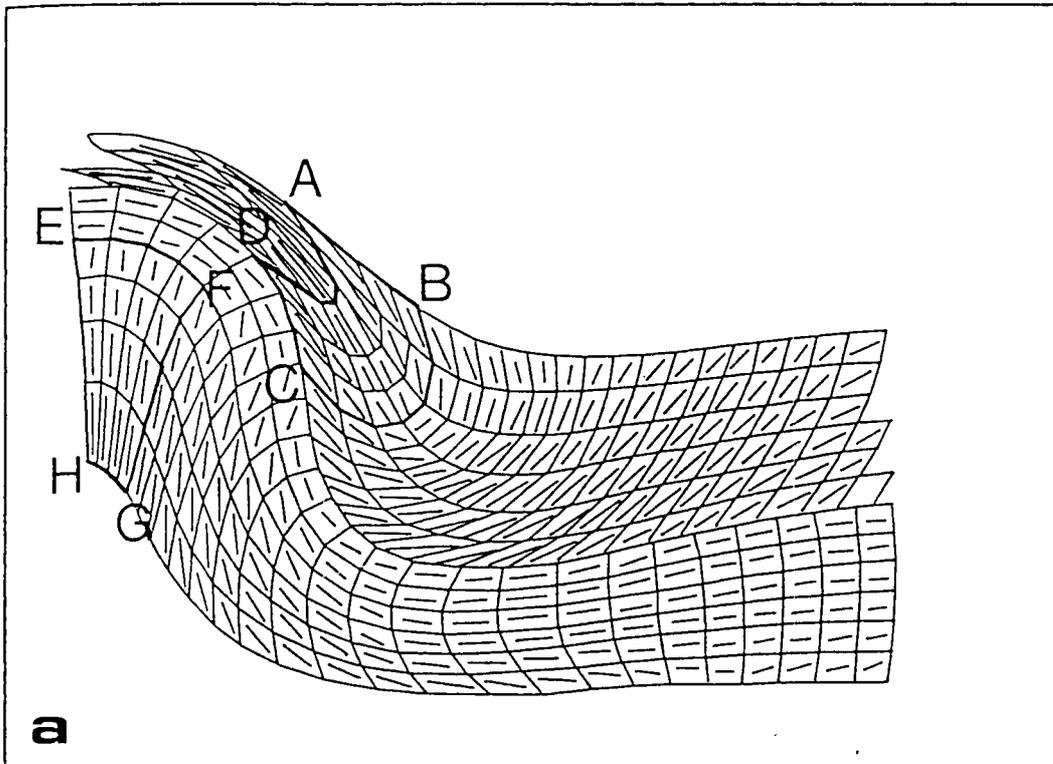


FIG. 28 Dôme diapirique expérimental

a : Grille cartésienne déformée (v. texte), et directions principales.

La zone A,B,C,D correspond à une zone d'extrusion, tandis que E,F,G,H, correspond à un pli concentrique.

b : représentation du champ de déformation finie. P est un point neutre.

c : Trajectoires de déformation finie. Dans la zone A,B,C,D les trajectoires de l'étirement maximal convergent vers le point neutre, alors que dans la zone E,F,G,H, elles convergent vers l'endroit où la déformation est la plus forte.

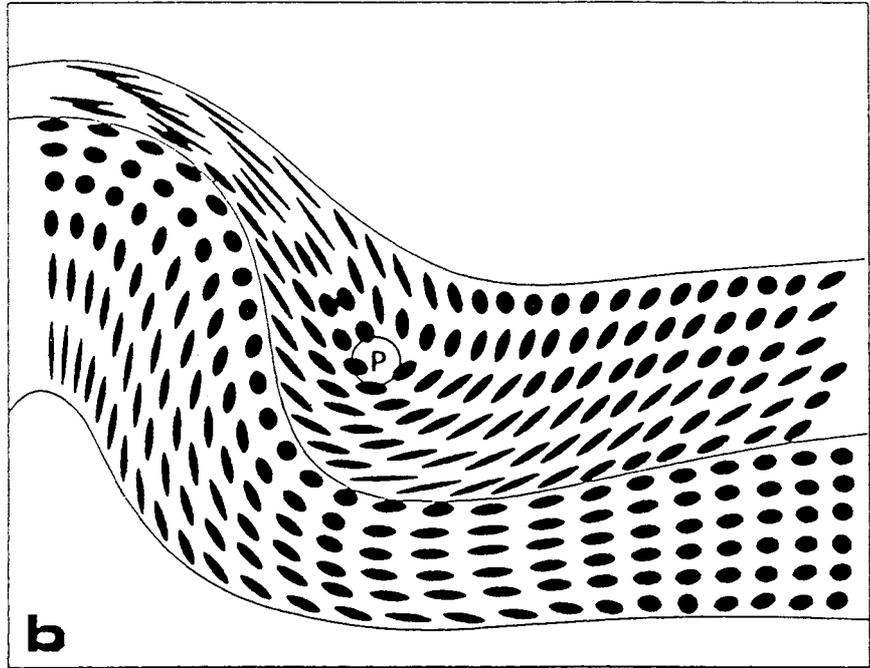


FIG. 28

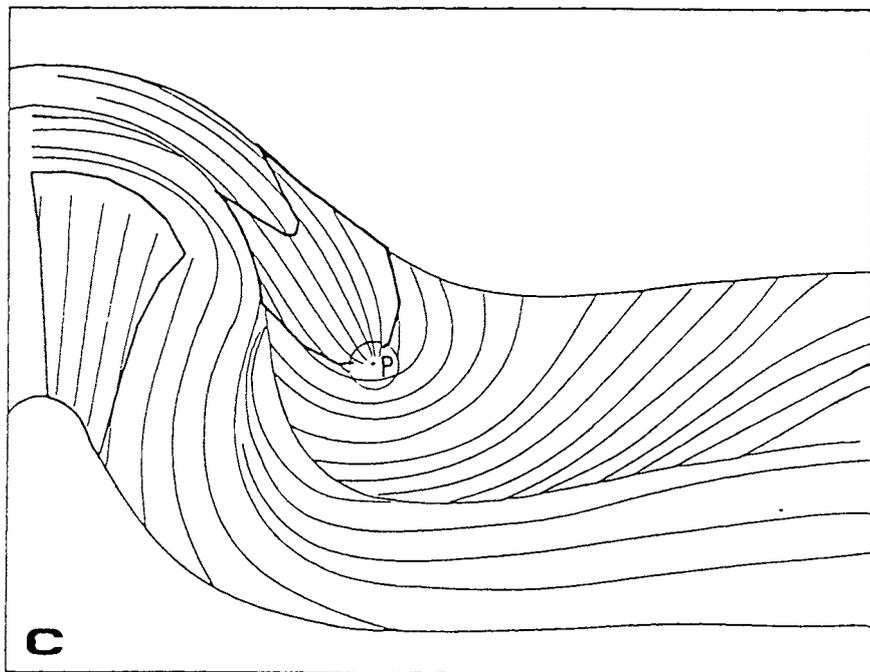


FIG. 28

3.3.4 Problème de l'utilisation pratique des trajectoires

Les différents exemples étudiés précédemment montrent que, dans la plupart des cas, la déformation modifie la courbure des trajectoires entre l'état initial et l'état final. Cela se traduit, pour au moins l'une des deux familles de trajectoires, par l'accentuation de sa courbure ou, au contraire, par le redressement partiel, ou total, de celle-ci, voire même, son inversion.

Lorsqu'on analyse les relations entre l'état de la déformation finie et la convergence des trajectoires de l'étirement principal, λ_{\max} , on constate les relations suivantes:

- l'hypothèse de départ selon laquelle la convergence des trajectoires de λ_{\max} correspond à un gradient positif d'intensité de la déformation finie, est vérifiée lorsque la courbure des trajectoires de λ_{\min} est accentuée après déformation (ex.1 et 4), ou au contraire inversée (ex.2d et 5).

- En revanche, cette hypothèse est contredite lorsque les trajectoires de λ_{\min} ne sont que partiellement redressées (ex. 2c, ex. 6).

De plus, on a montré que d'un point de vue cinématique, une géométrie parfaitement cartésienne des trajectoires de l'état final pouvait être compatible avec un champ de déformation hétérogène et ce, sans qu'il se produise de dilatations. A l'inverse, la convergence des trajectoires de λ_{\max} peut, dans certain cas particuliers, être associée à une déformation homogène.

En fait, il apparaît que la manière dont sont modifiées les courbures des trajectoires et, parallèlement, la confirmation ou l'infirmité de l'hypothèse de la convergence, dépend de la valeur absolue et du signe de chacun des paramètres intervenant dans les équations de courbures.

D'un point de vue pratique, ces résultats posent le problème de l'utilisation des trajectoires de déformation finie, dans les applications géologiques.

- La première difficulté, à laquelle on est confronté, est que ces paramètres ne sont pas forcément connus: dans les exemples de champs de déformation naturels, à l'exception des courbures finales qui sont toujours mesurables, il est souvent difficile, parfois même impossible, de mesurer avec précision les étirements finis et à fortiori leur gradients. Il n'est donc pas possible de connaître les courbures initiales des trajectoires. De ce point de vue, l'analyse des seules trajectoires de déformation ne fournit pratiquement aucune information sur l'état de la déformation finie.

Cependant, il reste toujours possible d'estimer des ordres de grandeur en faisant des hypothèses sur l'état de la déformation, sur son intensité et sur les variations de celle-ci.

A titre d'exemple, on a reporté pour plusieurs valeurs de courbure d'une trajectoire de déformation finie, parallèle à λ_{\max} , la valeur théorique de la courbure correspondante dans l'état initial. On fait ceci pour plusieurs valeurs du rapport axial $\lambda_{\max}/\lambda_{\min}$ et du gradient

transverse f_1 . On envisage une gamme de valeur allant de 0 à 4, pour le gradient f_1 . Il faut garder à l'esprit que ce gradient est défini en fonction de l'étirement logarithmique. Pour une échelle de longueur mesurée en kilomètres, par exemple, une valeur de $f_1=4$, représente une variation de λ_1 , de l'ordre de 54 tout les kilomètres le long de s_2 , ce qui peut être considéré comme important. Les résultats sont reportés sous forme de diagrammes (fig. 23).

On s'aperçoit que pour des déformations fortes ($\lambda_{\max}/\lambda_{\min} > 10$), la courbure des trajectoires, dans l'état initial, est toujours très faible. En d'autres termes, cela signifie que lorsque la déformation est forte, les trajectoires de la déformation réciproque sont toujours très proches de lignes droites, et cela, quelque soit la courbure dans l'état final et cela, pour une large gamme de valeurs des gradients transverses. Cette information, bien que partielle, est un élément permettant de reconstituer en partie la géométrie de l'état initial pour n'importe quel type de déformation lorsque cette dernière est forte.

- Le deuxième aspect que l'on doit considérer, est que l'hypothèse de la convergence est, en fait, vérifiée dans de très nombreux exemples naturels (plis, zones de cisaillement). Au contraire, un exemple tel que la flexure inverse (ex.2), qui infirme cette hypothèse, est vraisemblablement beaucoup plus rare. La question que l'on peut se poser est donc de savoir si, en pratique, les exemples naturels ne confirment pas davantage cette hypothèse plutôt qu'il ne l'infirment. Seules des études systématiques sur le terrain permettraient de répondre à cette question.

En définitive, on est amené à considérer que l'hypothèse de la convergence est une hypothèse "acceptable" dans beaucoup de cas, bien que, d'un point de vue strictement théorique, elle puisse être contestée.

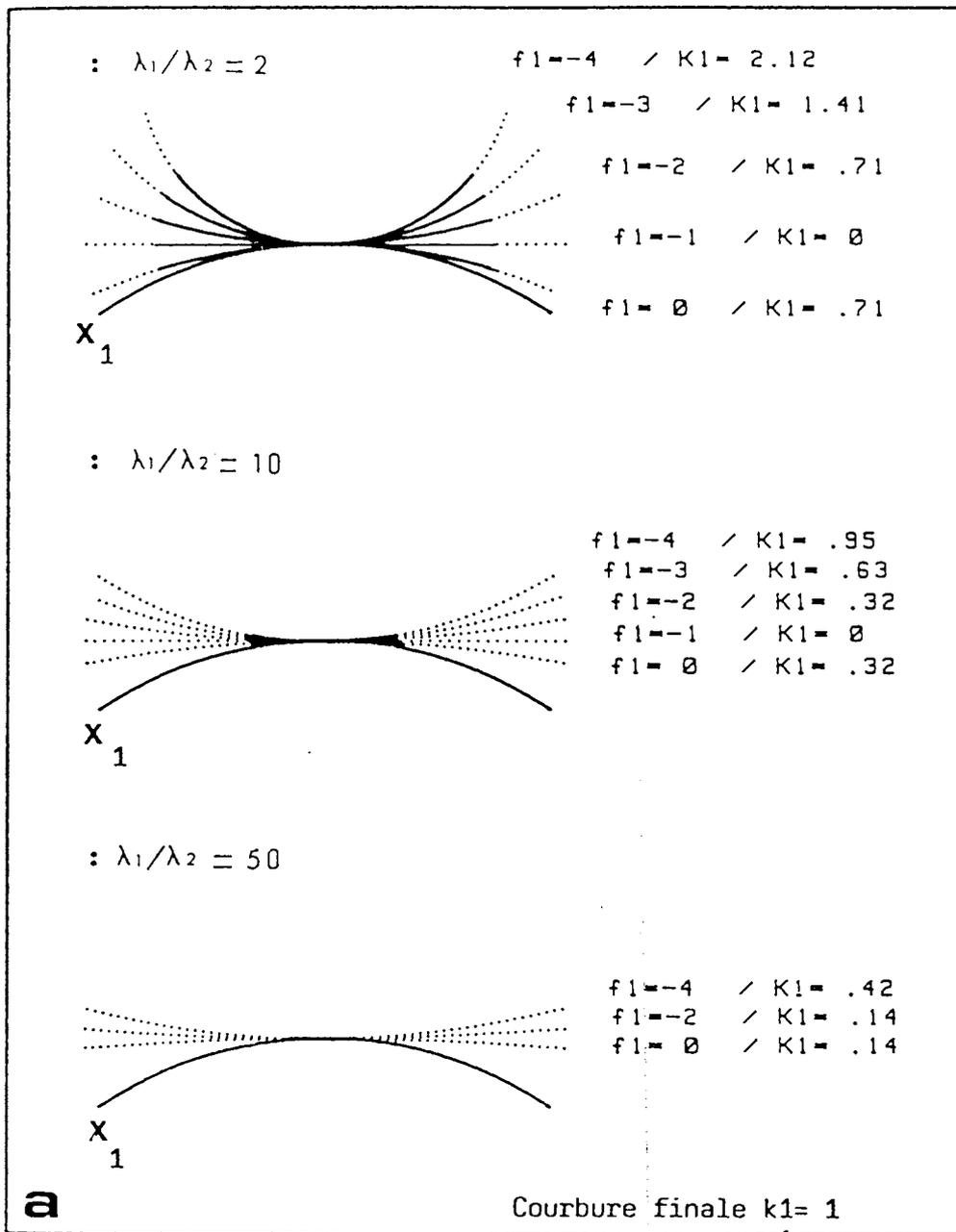


FIG. 29 Exemple théorique de changement de courbure d'une trajectoire parallèle à l'étirement maximal λ_1 est ici l'étirement maximal le long de x_1 , et λ_2 , est représenté le raccourcissement maximal. On considère pour plusieurs valeurs d'une courbure finale (b, $k_1=2$; c, $k_1=3$), différentes valeurs pour le gradient f_1 . Les trajectoires de l'état initial sont représentées en pointillées. K_1 représente la courbure initiale, en valeur absolue.

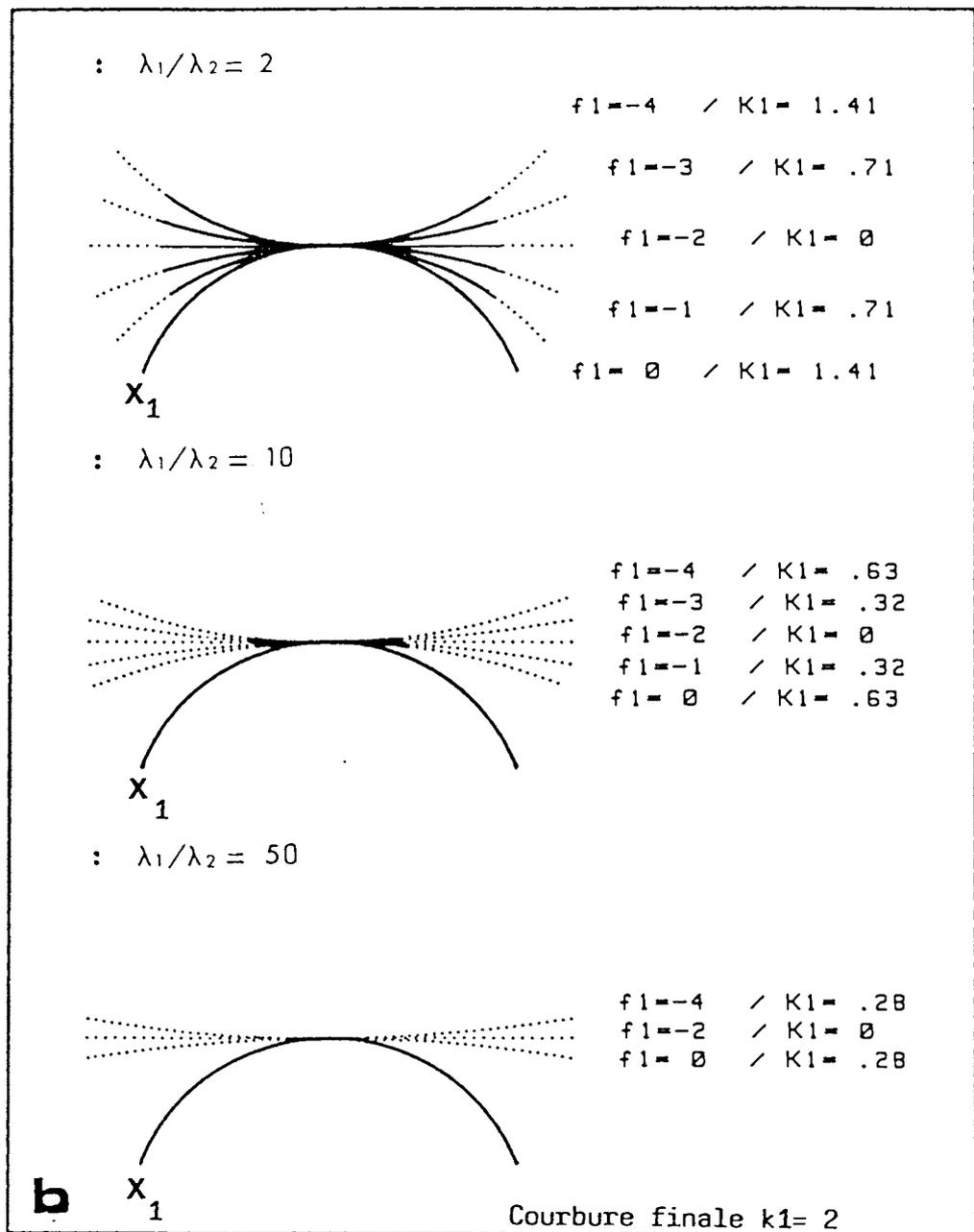


FIG. 29

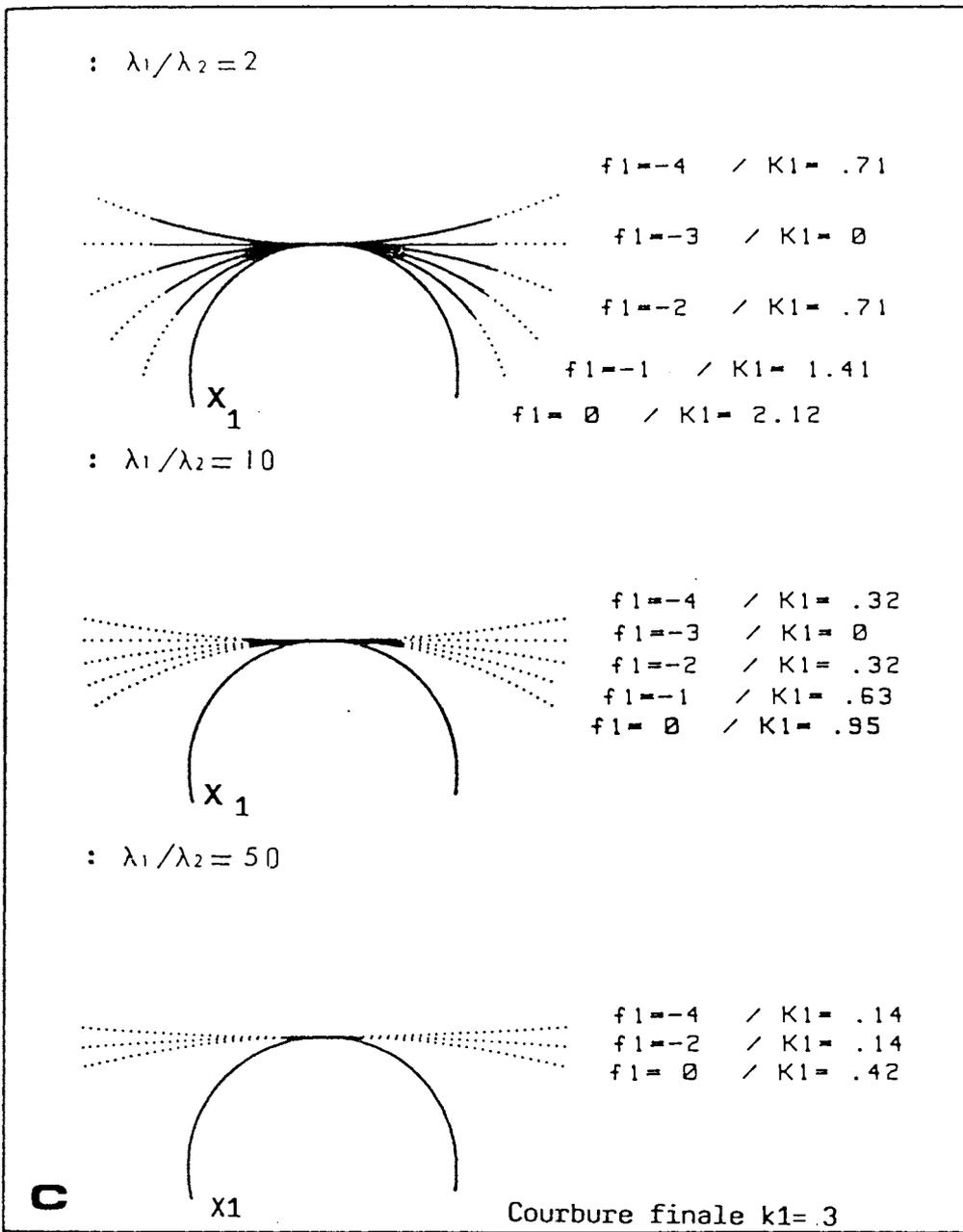


FIG. 29

3.4 Conclusions

L'analyse théorique, à partir des équations de compatibilité pour la déformation continue, a montré que la courbure des trajectoires de la déformation finie dépend de trois facteurs qui sont, pour une famille de trajectoires donnée:

1 - la courbure de ces trajectoires dans l'état initial (trajectoires de la déformation réciproque).

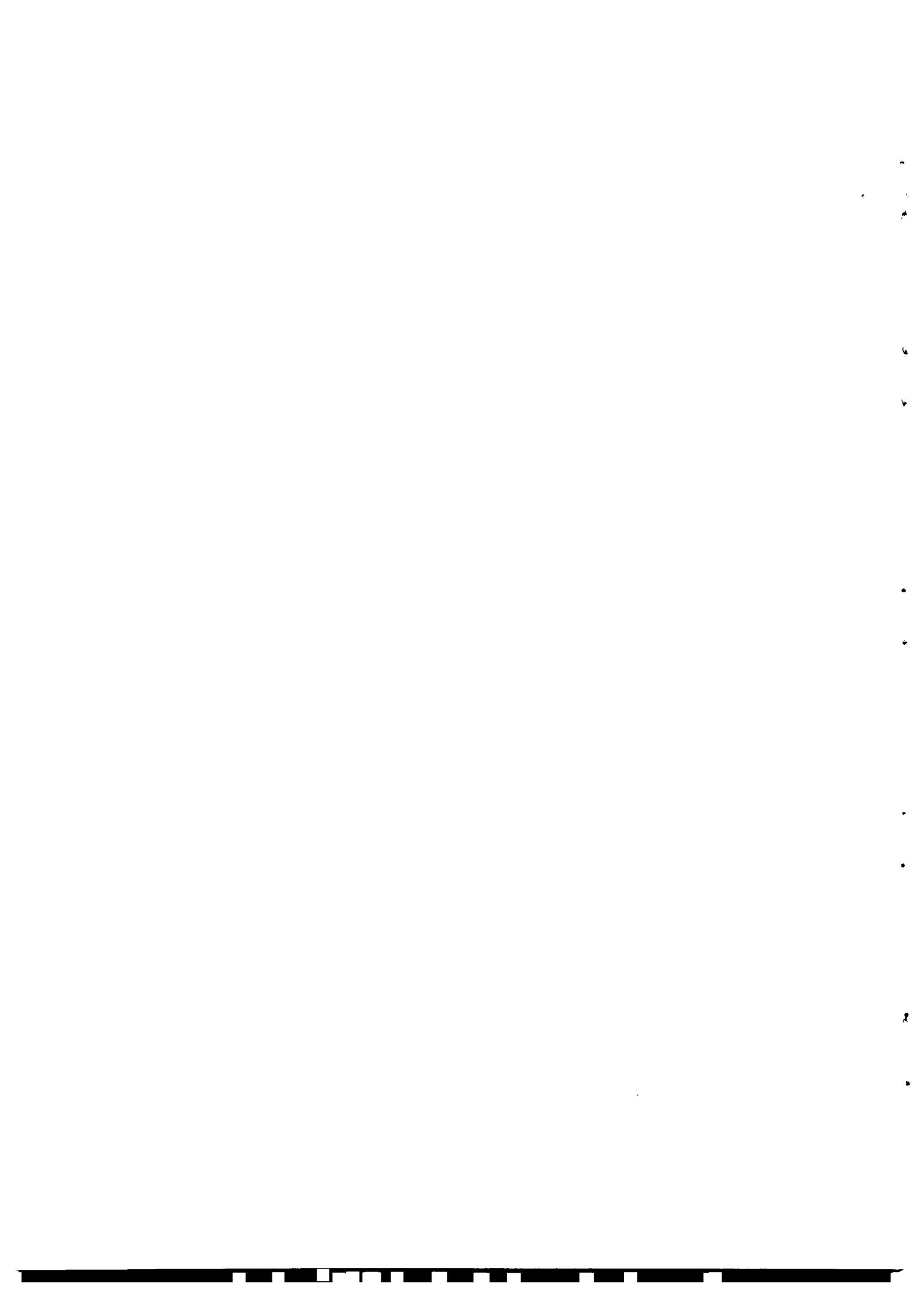
2 - l'étirement transversal à cette famille.

3 - un gradient de déformation, également transversal à cette famille.

L'importance relative de ces différents paramètres contrôle le sens des gradients d'intensité de déformation associés à la convergence des trajectoires. Dans le cas général, ces paramètres ne sont pas forcément quantifiables. Par conséquent, la convergence ou la divergence des trajectoires ne peut pas, être interprétée de façon simple en termes de gradients d'intensité. Toutefois, l'hypothèse d'une augmentation de la déformation finie avec la convergence des trajectoires de λ_{\max} est souvent acceptable dans les exemples naturels.

En toute rigueur, l'analyse des seules trajectoires de déformation finie est insuffisante, sauf cas particuliers, pour une interprétation cinématique de la déformation. Néanmoins, certaines hypothèses sur l'état de la déformation finie permettent d'estimer l'ordre de grandeur de la courbure des trajectoires dans l'état initial. Lorsque la déformation est intense (rapport $\lambda_{\max}/\lambda_{\min}$ élevé), l'influence des gradients transverses et des courbures finales devient de plus en plus négligeable et les trajectoires de λ_{\max} sont pratiquement assimilables à des lignes droites.

APPLICATION A DES EXEMPLES REGIONAUX

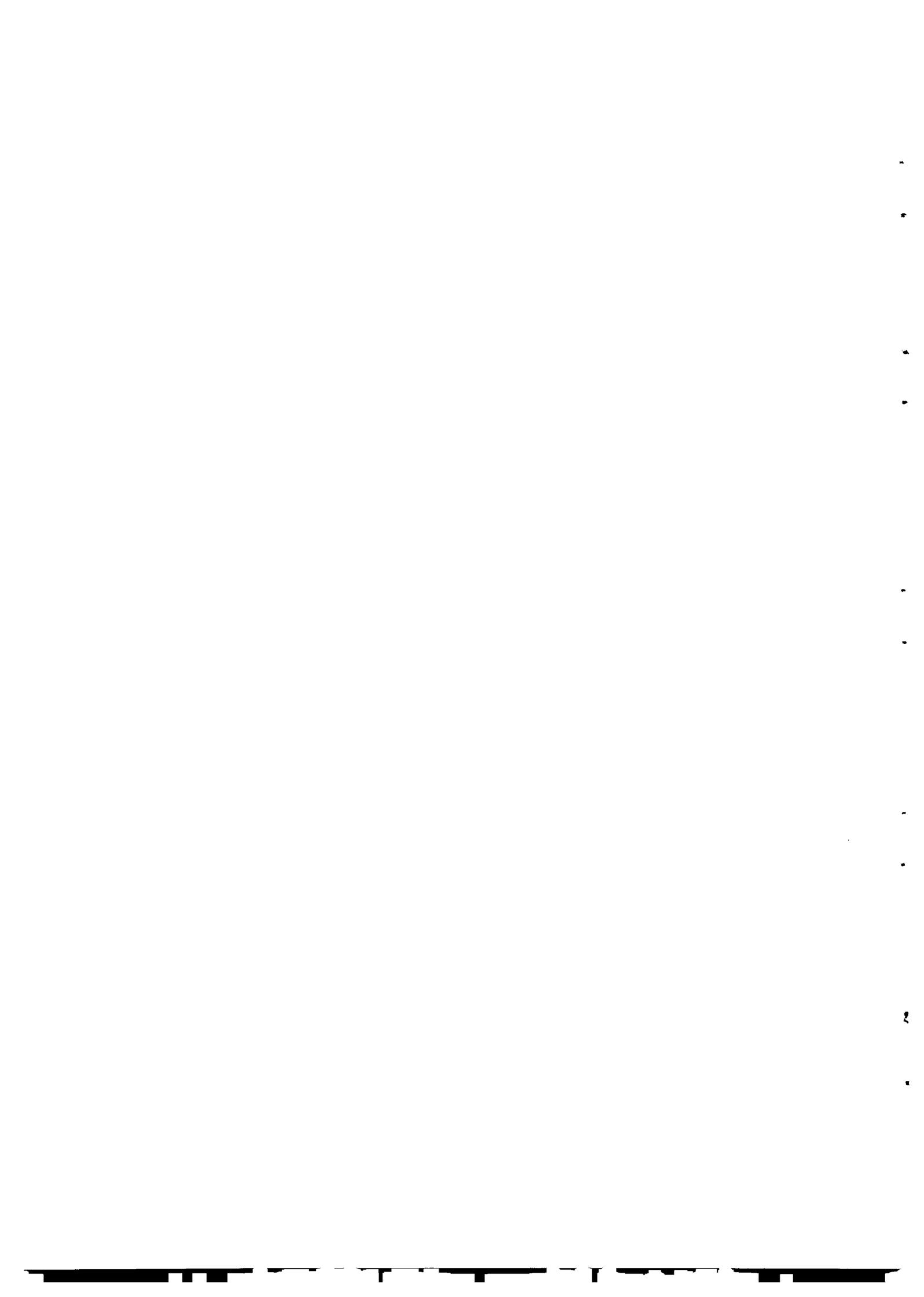


1. LE DOMAINE CENTRE ARMORICAIN

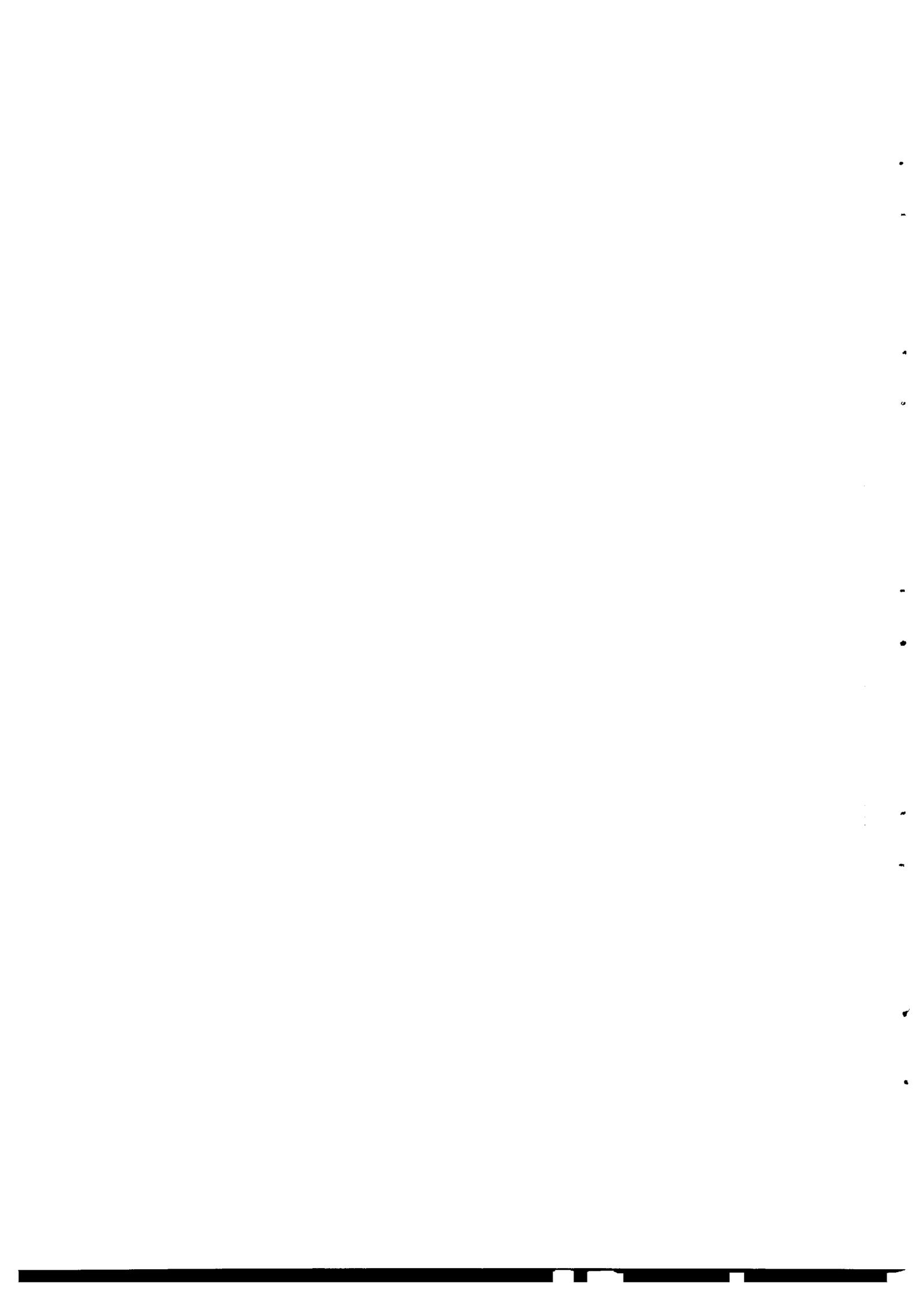
1.1 INTRODUCTION	77
1.2 LE CONTEXTE STRUCTURAL: RESULTATS ANTERIEURS	79
1.3 ANALYSE DES TRAJECTOIRES DE DEFORMATION	83
1.3.1 Démarche	83
1.3.2 Les données	85
1.3.3 Carte de détail des trajectoires de schistosité	86
1.3.4 Tendence générale des directions principales	93
1.3.5 Approche intermédiaire	96
1.3.6 Comparaison avec un cisaillement annulaire	109
1.4 CONCLUSIONS	117

2. LE DOMAINE PENNIQUE DES ALPES CENTRALES

2.1 INTRODUCTION	121
2.2 LE CONTEXTE GEOLOGIQUE	123
2.3 ANALYSE DES TRAJECTOIRES DE DEFORMATION	127
2.3.1 Les données	127
2.3.2 Procédure analytique	128
2.3.3 Résultats	138
2.3.4 Interprétation des trajectoires de linéation L1	141
2.3.5 Influence de déformations ultérieures	151
2.4 CONCLUSIONS	154



I - LE DOMAINE CENTRE-ARMORICAIN



1.1 Introduction

Avec ce premier exemple régional, on teste, d'une part, l'étude de trajectoires de déformation comme outil d'analyse, et d'autre part, les méthodes d'interpolation et de traçage développées dans la première partie.

Le massif armoricain est classiquement divisé en domaines structuraux séparés les uns des autres par de grands décrochements (COGNE, 1974), et son histoire structurale s'inscrit dans celle de l'arc hercynien ibéro-armoricain (BARD & al, 1980). Parmi ces différentes zones, le domaine centre-armoricain présente des caractéristiques intéressantes pour servir de test à l'application de la méthode développée ici: les nombreux travaux d'analyse structurale qui y ont été réalisés ont conduit à l'accumulation d'une grande quantité de données, et ont abouti à l'établissement d'un schéma relativement simple de son évolution tectonique sur lequel la plupart des auteurs s'accordent actuellement.

Principalement constitué de séries sédimentaires briovériennes et paléozoïques, peu métamorphiques, la région a subi une déformation majeure, synchrone de la mise en place des granites hercyniens, dans un régime de cisaillement transcurrent (GAPAIS & LECORRE 1980). Ce cisaillement de sens dextre est plus particulièrement développé au niveau de rides granitiques qui le localisent (les zones de cisaillement Nord et Sud armoricaines).

Dans un premier temps, on rappelle les principaux résultats d'analyse structurale, qualitatifs et quantitatifs, obtenus par les travaux antérieurs. Ensuite, différentes approches de la construction des trajectoires sont présentées. Leurs résultats sont analysés dans une discussion, en grande partie méthodologique, au cours de laquelle on examine la façon dont ceux-ci s'accordent avec ce qui est déjà connu.

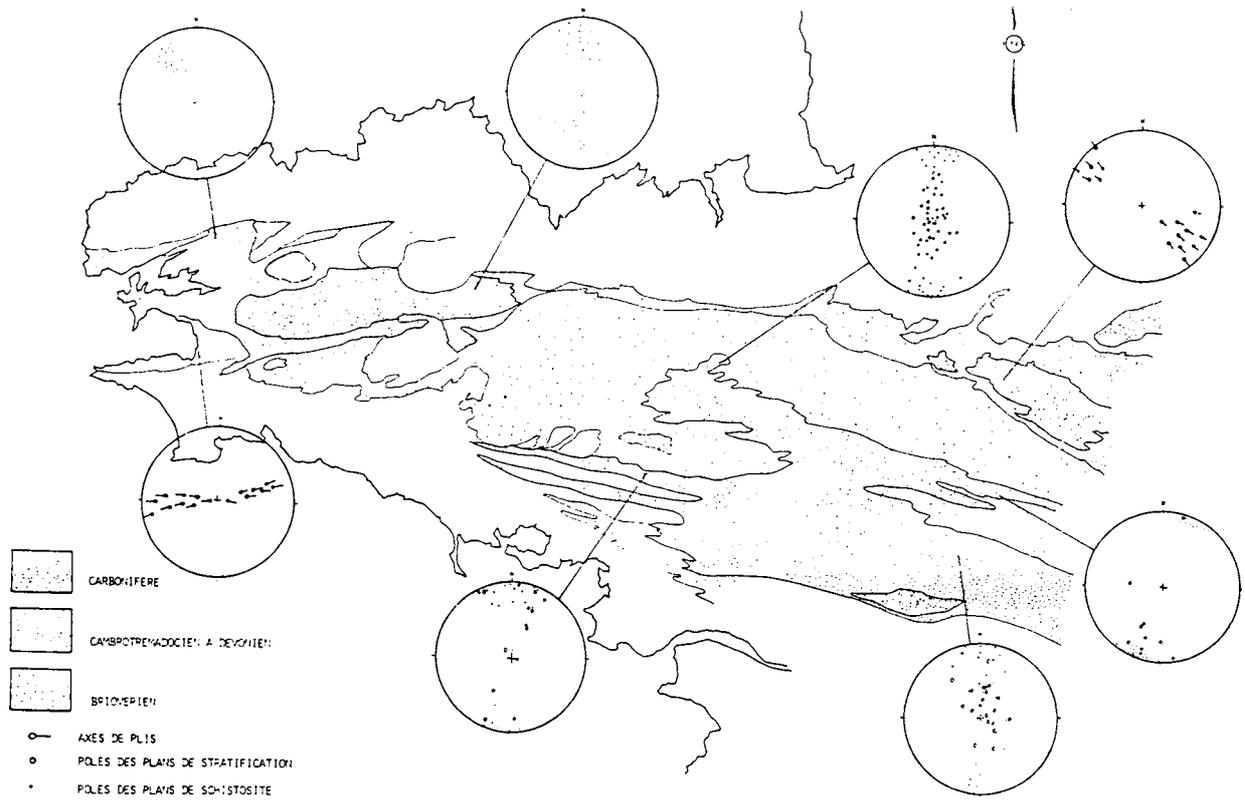


FIG. 30 Le`domaine centre armoricain

1.2 Le contexte structural: résultats antérieurs

En Bretagne centrale, les structures majeures sont des plis droits à axes horizontaux (fig. 30), orientés grossièrement Est-ouest. Une schistosité régionale généralement subverticale leur est associée ainsi qu'une linéation d'étirement parallèle aux axes de plis (LE CORRE & LE THEOFF 1976; LE THEOFF 1977; LE CORRE 1978; GAPAIS 1979). Bien que les formations briovériennes soient localement affectées par de grands plis couchés précoces, sans schistosité associée et rapportés à la tectonique cadomienne (DARBOUX 1973; LE CORRE 1978), leur structuration est principalement acquise pendant la tectogenèse hercynienne où elles se comportent comme les séries paléozoïques (LE CORRE 1977; HANMER & al 1982). Ceci permet de traiter les deux unités comme un même ensemble.

Les limites Nord et Sud de la région sont représentées par deux zones de cisaillement ductile majeures s'étendant sur plus de 300 Km de long: le cisaillement Nord-armoricain (C.N.A.) (CHAURIS 1969; HIRBEC 1979; WATTS & WILLIAMS 1979) et la zone broyée Sud-armoricaine (COGNE 1977; JEGOUZO 1980) ou cisaillement Sud-armoricain (C.S.A.) (fig. 31). Ce dernier est divisé en deux branches convergentes vers l'ouest: une branche Nord rectiligne et orientée N-110°, et une branche Sud d'allure arquée (fig. 31).

Les déplacements relatifs le long de ces cisaillements ne sont pas connus avec précision mais peuvent être estimés à une vingtaine de Km, pour le C.N.A. (GORE & LE CORRE 1987) et à une soixantaine de Km- et peut-être plus - pour le C.S.A. (GAPAIS, Travaux en cours).

Un cisaillement senestre antérieur a été également envisagé (LEFORT 1978; BRUN & BURG 1982) et localement démontré sur la branche Nord du C.S.A. (COGNE & al 1983), mais son ampleur reste difficile à estimer.

L'existence, dans la déformation majeure, d'une composante de cisaillement transcurrent dextre a été démontrée par l'analyse des orientations préférentielles de réseau du quartz, dans les sédiments (BOUCHEZ & BLAISE 1976; GAPAIS 1979; GAPAIS & LE CORRE 1980), ainsi que dans les granites (BERTHE & al 1979). Ceci a été confirmé par l'étude du développement progressif des plis dans l'encaissant sédimentaire des granites syntectoniques (BERTHE & BRUN 1980), ainsi que par l'analyse de la tectonique cassante (CHOUKROUNE, OUALI & LOPEZ-MUNOZ 1983).

Toutefois, il faut préciser que ces critères ont été décrits dans des secteurs se trouvant à proximité de la branche Nord du C.S.A.. Plus au Nord, dans la région des synclinaux du Sud de Rennes, les données structurales n'apportent pas d'arguments définitifs pour conclure en faveur d'une importante composante de cisaillement transcurrent (LE THEOFF 1977; LE CORRE 1978), mais ont, au contraire, suggéré une interprétation en termes de raccourcissement coaxial Nord-Sud de toute la région (COGNE 1977).

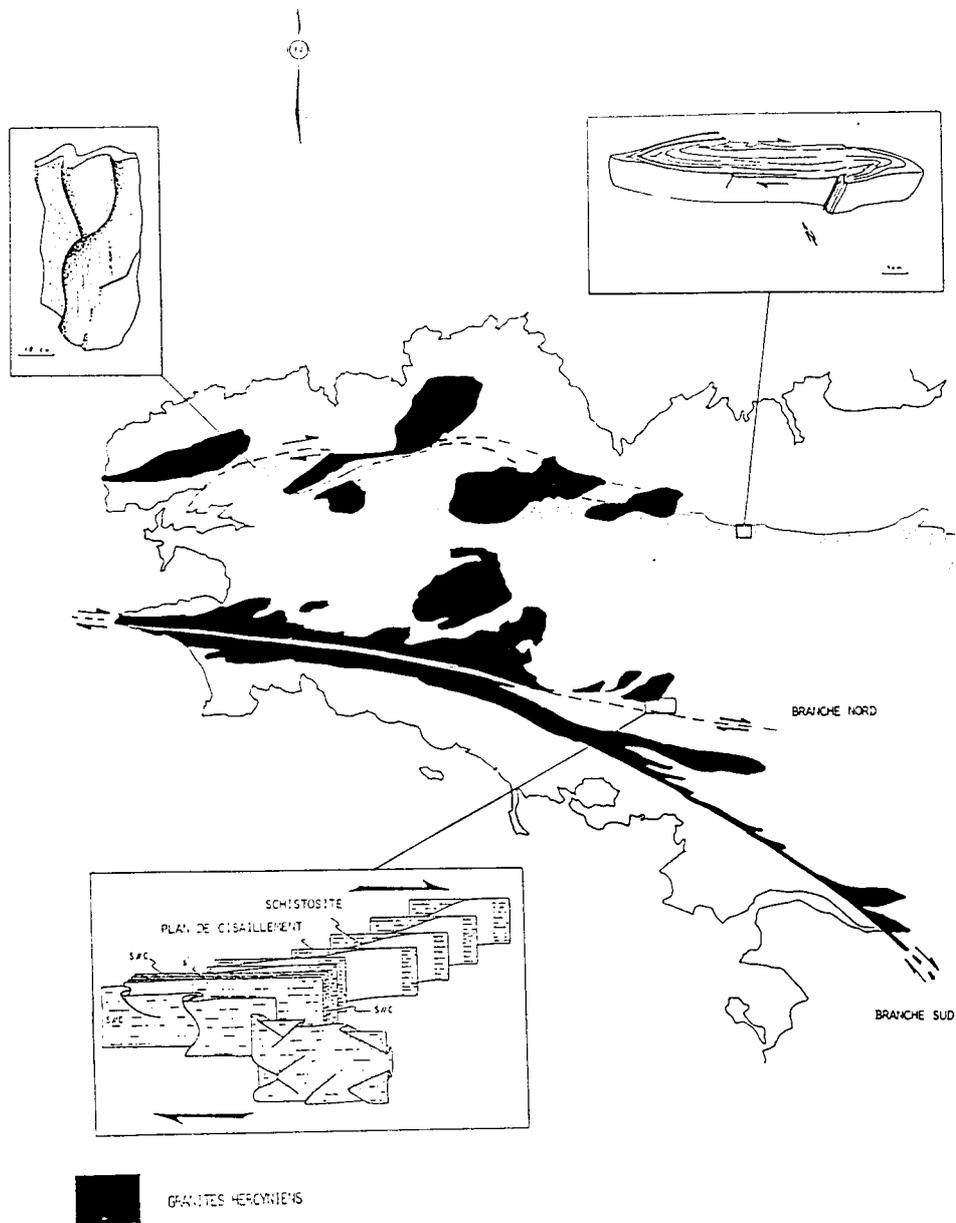


FIG. 31 Limites de la région

Au niveau des synclinaux du Sud de Rennes, la mesure des axes principaux de la déformation finie (méthode de DUNNET 1969), effectuée à partir de galets des conglomérats (LE THEOFF 1977) et de taches de réduction (CRAMBERT 1981), a permis de déterminer les paramètres de forme K (FLINN 1962), et d'intensité r (WATTERSON 1968), de l'ellipsoïde de déformation finie:

- la déformation apparaît être de façon dominante de la déformation plane (K varie autour de 1) avec, localement, tendance à la constriction ou à l'aplatissement.

- l'intensité de la déformation est globalement faible (r est peu différent de 3, en moyenne) avec, toutefois, une augmentation de cette intensité vers le Sud de la région (LE CORRE & LE THEOFF 1976).

Ce gradient Nord-Sud a été corrélé, d'une part, à un accroissement de l'intensité du métamorphisme dans le même sens, et, d'autre part, à une variation typologique de la schistosité, celle-ci passant progressivement d'une schistosité de fracture à une schistosité de flux, à l'approche de la branche Nord du C.S.A. (LE CORRE 1978).

L'application, sur cette région, d'une méthode numérique de déformation inverse (PERCEVAULT & COBBOLD 1982; PERCEVAULT 1983), utilisant les mesures de déformation finie réalisées sur les galets par LE THEOFF (1977), a permis d'obtenir un modèle de l'état initial de la région (fig. 32) et a démontré l'existence d'une composante de rotation. Une interpolation préalable sur les directions principales de déformation, nécessaire à l'utilisation de cette méthode, a également permis de mettre en évidence une bande de plus faible déformation (la bande de Guer) dont l'orientation, N-125, est celle de la branche Sud du C.S.A. à ce niveau. Par analogie avec des modèles de déformation en bandes S (COBBOLD 1977), caractéristiques d'un cisaillement simple hétérogène, cette direction a été choisie comme direction de référence pour le cisaillement régional, ce qui a permis de mesurer un taux de cisaillement moyen de $\gamma = 0.7$ (PERCEVAULT & COBBOLD 1982). Un deuxième modèle (analyse tridimensionnelle) a démontré l'existence d'une composante de raccourcissement coaxial Nord-Sud, limité à 7% de la largeur initiale de la région.

Dans la partie occidentale du domaine centre-armoricain, l'existence, dans les terrains sédimentaires, de veines de quartz successivement boudinées puis plissées et de plans de cisaillement secondaires, indique une forte composante de cisaillement transcurrent (DARBOUX & GRAVELLE 1982). De plus, ces critères de cisaillements apparaissent principalement localisés dans des zones linéaires, orientées N-70 : le fossé de l'Elorn, les Montagnes Noires et les Monts d'Arrée.

Enfin, notons qu'au niveau de la ride septentrionale des leucogranites associés au C.S.A (de Locronan à Pontivy) un gradient, d'ouest en Est, de l'ellipticité des massifs granitiques a été mis en évidence (BRUN 1981). En considérant la branche Nord du C.S.A. comme direction de référence, ce gradient a été interprété comme significatif d'une augmentation de l'intensité de la déformation finie vers l'Est de la région (BRUN 1981).

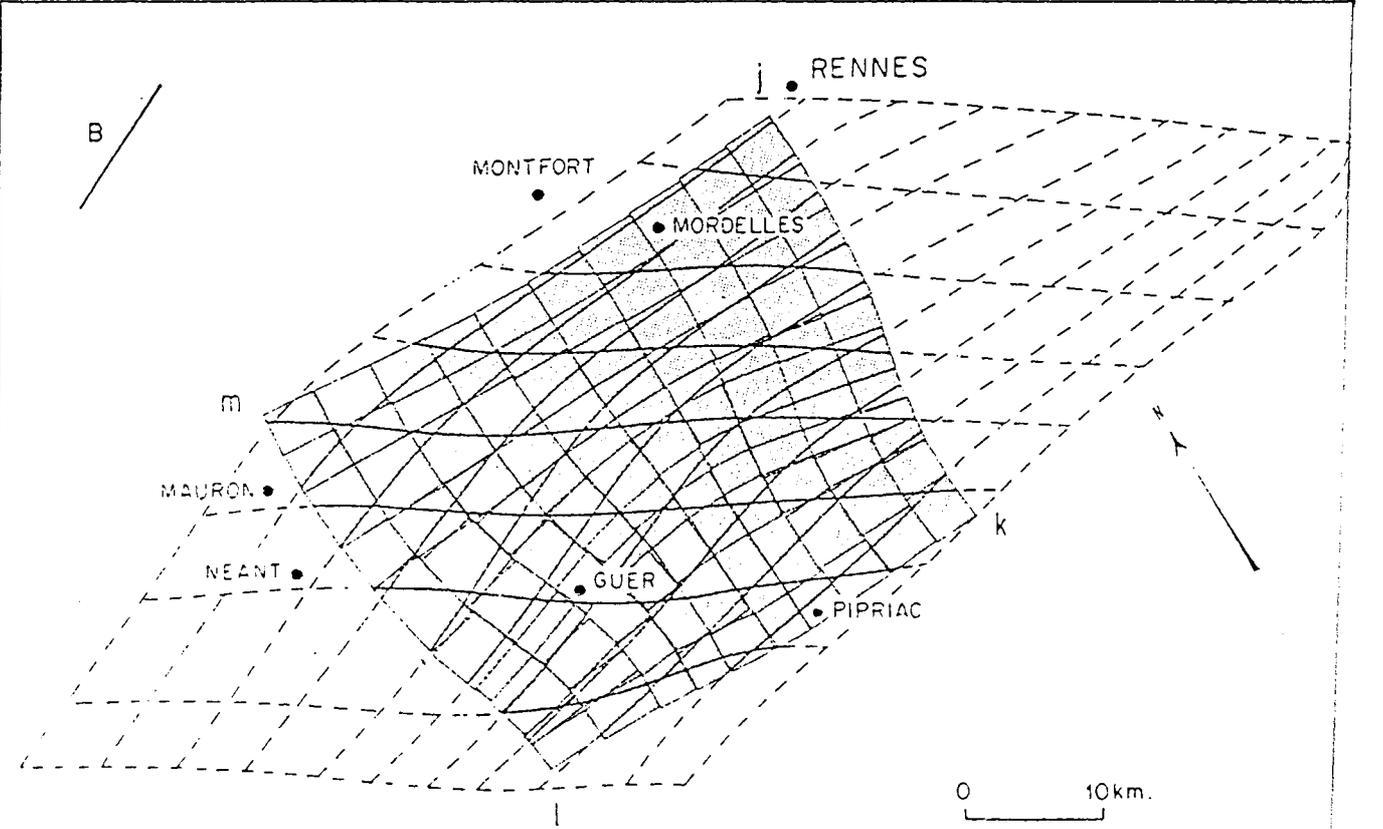
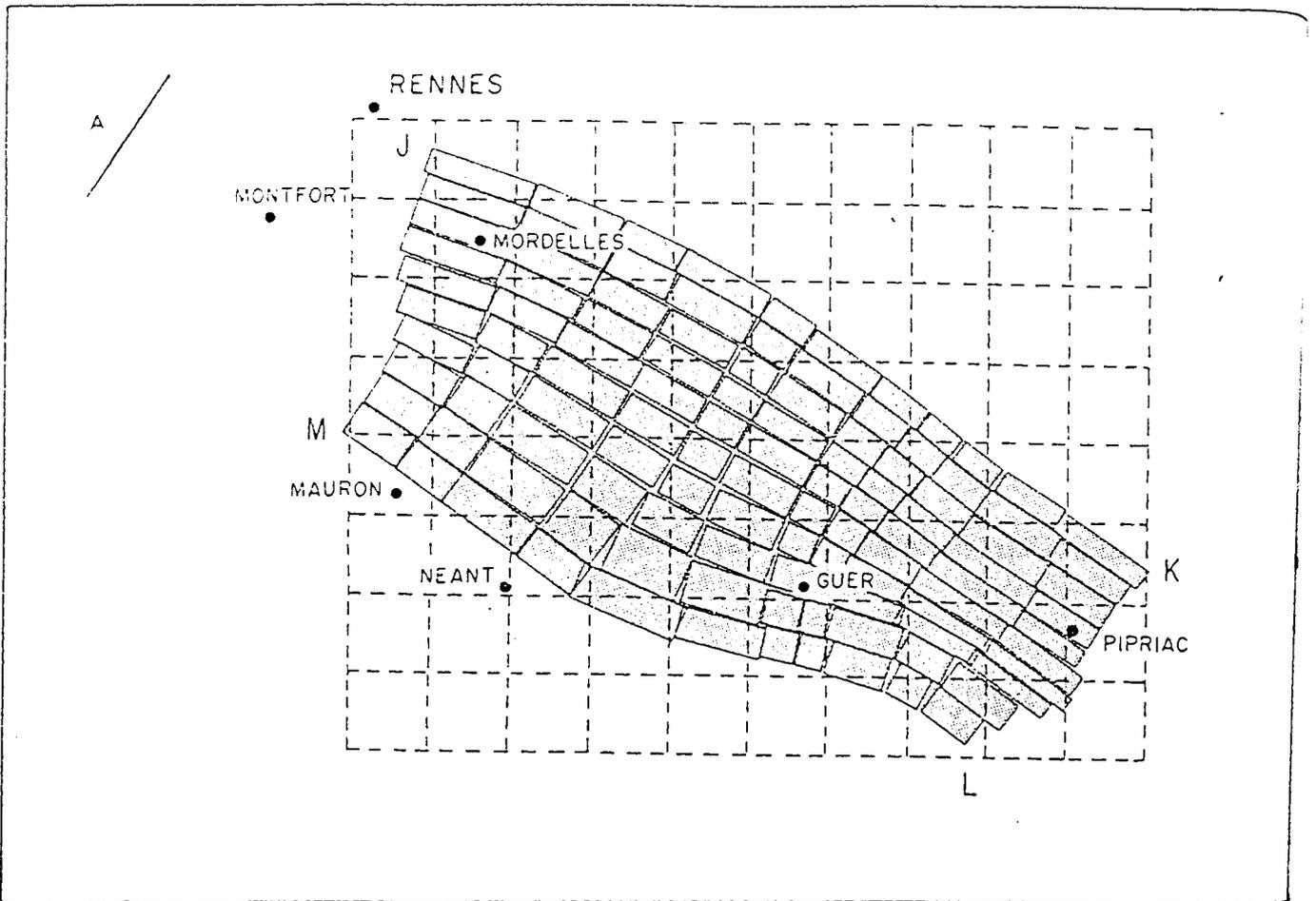


FIG. 32 Modèle numérique de déformation inverse en Bretagne centrale d'après PERCEVAULT (1983).

1.3 Analyse des trajectoires de déformation

1.3.1 - Démarche

Les caractères qui se dégagent de l'étude de la déformation du domaine centre armoricain sont les suivants:

- la déformation totale de la région est essentiellement une déformation plane, dont l'axe principal d'étirement est horizontal. Le cisaillement transcurrent est démontré en de nombreux endroits tandis que le raccourcissement coaxial Nord-Sud contribue modérément à la déformation totale.

- le C.S.A. est la zone de cisaillement la plus intense et ses branches, Nord et Sud, sont des candidats potentiels pour représenter la direction moyenne du cisaillement régional. La branche Sud, prise comme direction de référence, permet d'estimer localement un taux de cisaillement moyen de $\gamma = 0.7$.

- la déformation est globalement synchrone de la mise en place des massifs granitiques. Ceci est notamment démontré pour les granites méridionaux, le long du C.S.A. (aux alentours de 345 MA).

- Lorsqu'elle est mesurée, la déformation finie est faible et apparaît, à grande échelle, plus homogène dans le centre de la région que sur les limites.

Dans la première partie (chap. 3, ex. 5), on a vu que dans le cas d'un cisaillement simple hétérogène, les trajectoires de déformation ont une géométrie sigmoïde caractéristique. En construisant les trajectoires de la déformation du domaine centre armoricain, on doit retrouver les caractères principaux de la déformation totale, notamment le cisaillement. Ceci va constituer un test à la démarche "trajectoires".

De plus cette étude devrait permettre:

- d'estimer l'étendue géographique réelle du cisaillement régional, son homogénéité ou son hétérogénéité.

- de préciser l'influence des limites Nord et Sud, et ainsi déterminer une direction régionale moyenne pour ce cisaillement.

- éventuellement, d'estimer un taux de cisaillement moyen.

Les données, actuellement disponibles, concernant les directions principales de déformation finie, vont permettre de tester la méthode numérique.

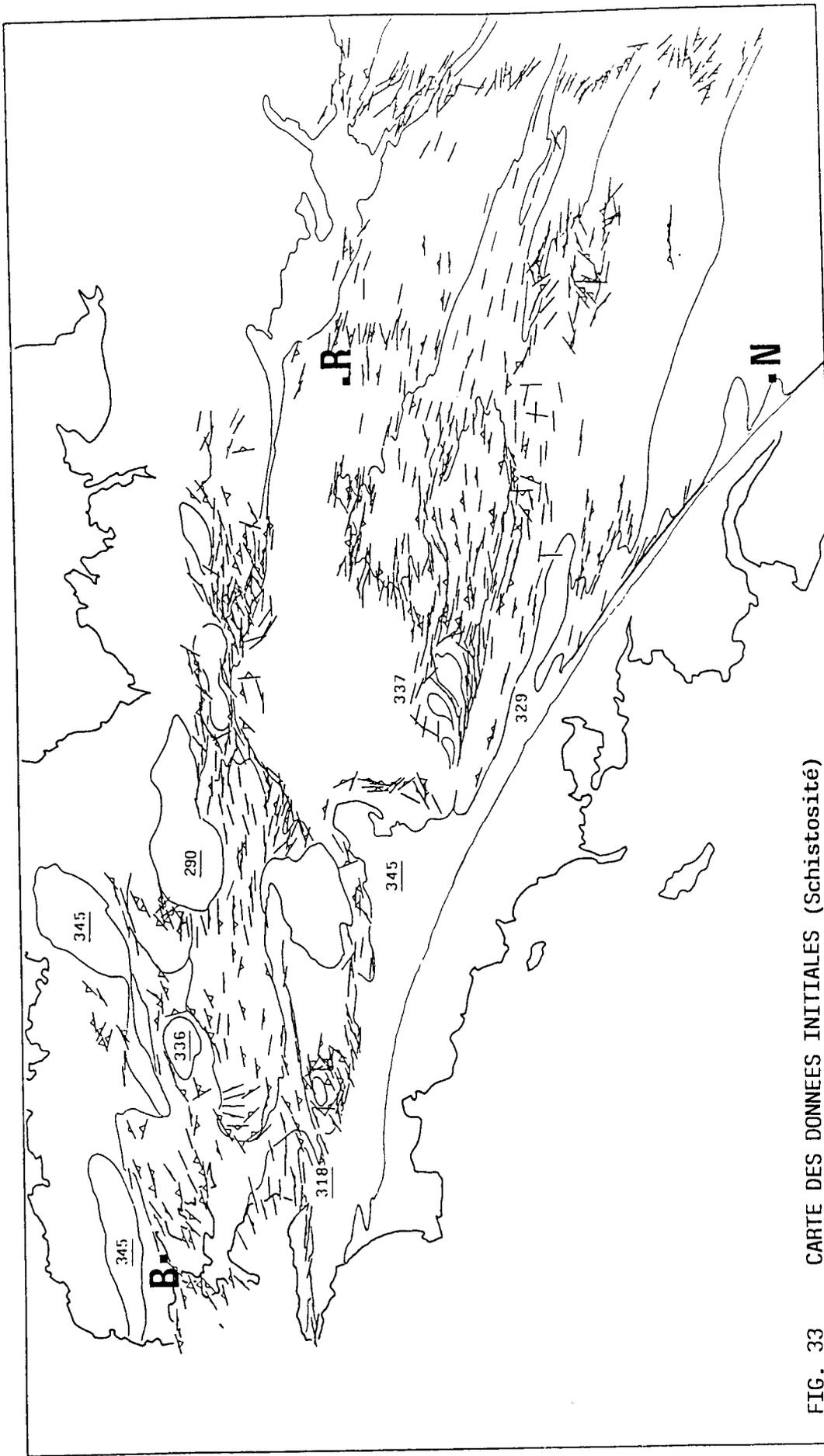


FIG. 33 CARTE DES DONNEES INITIALES (Schistosité)

L
s
i
u
g
p
s
d
a
e
d
H
n
F
I
d
f
d
H
C
P
C
d
e
r
2
e
H
S
C
C
d
e
r
c

1.3.2 - Les données

- Sources:

Les données recueillies sont représentées uniquement par des plans de schistosité. La linéation d'étirement étant plus rarement cartographiée, les données correspondantes sont beaucoup plus éparses et n'ont pas été utilisées ici. Toute fois, lorsqu'elle est décrite, cette linéation est généralement très proche de l'horizontale: les plans de schistosité qui la portent étant généralement très verticaux (plus de 70% des mesures de schistosité ont un pendage supérieur à 65°), on pourra assimiler la direction de la schistosité à la direction X (ou X_1) de l'ellipsoïde de déformation finie. De ce fait, les trajectoires de schistosité seront assimilées aux trajectoires de déformation.

Les données utilisées sont issues travaux d'analyse structurale effectués sur la région et publiés (cf. carte des auteurs, en annexe), et de cartes au 1 / 50 000 du B.R.G.M.. D'autre part, J.R. DARBOUX et S.K. HANMER ont accepté de fournir des données non publiées à ce jour, notamment pour la partie occidentale de la région. Enfin, dans le secteur Est de la région, des mesures ont également été réalisées pour compléter l'échantillonnage.

Tous les points de mesure ont été reportés sur la carte géologique du massif armoricain au 1 / 320 000. Leur localisation a été repérée en fonction d'une trame cartésienne commune posée arbitrairement sur la carte de référence. Les orientations sont mesurées par rapport à cette trame, mais tiennent compte de l'orientation réelle des données. Les No de sites, coordonnées, directions et pendages correspondant ont été numérisés pour pouvoir être exploités pour des traitements informatiques et sont donnés dans l'annexe IV.

- Représentativité des données:

L'ensemble de ces points de mesure regroupe probablement des événements d'âges différents. Ceci est souligné par l'étalement dans le temps des âges des granites syntectoniques (fig.33) datés de 345 M.A. à 290 M.A. (VIDAL 1973; PEUCAT & al 1979; PEUCAT & al 1984). De plus, la structuration des bassins carbonifères, celui de Chateaulin notamment, est actuellement considérée comme postérieure à la déformation synschisteuse majeure des autres séries paléozoïques (Cambrotrémadocien à Dévonien supérieur) (DARBOUX & GRAVELLE 1982). Cependant, étant donné que toutes ces structures et déformations ont été acquises dans un même contexte cisailant, dextre et progressif, on peut considérer qu'elles appartiennent toutes à un même champ de déformation représentant la déformation hécynienne totale de la région.

Ce concept de déformation totale étant précisé, on pourra traiter toutes les données simultanément, comme un même ensemble.

- Erreurs sur les données

Il est important de préciser que toutes les données utilisées ici n'ont pas exactement la même signification au sens statistique du terme. On regroupe en effet des valeurs qui sont, soit, des données ponctuelles, soit, des moyennes déduites sur stéréogrammes. Dans le cas de stéréogrammes, la valeur d'orientation, à l'échelle d'un ou de plusieurs affleurements est évidemment plus significative que dans le cas de mesures ponctuelles. Ceci est d'autant plus vrai que ces dernières sont parfois obtenues dans de très mauvaises conditions d'affleurement.

Enfin, la précision des mesures dépend avant tout de la précision de l'instrument de mesure. Si on considère qu'une erreur de + ou - 5 degrés peut être commise, à l'extrême, sur la mesure, on peut s'attendre à priori à l'existence d'un certain "bruit", dans les données, qui n'aura pas de signification particulière.

1.3.3 - Carte de détail des trajectoires de schistosité

Dans un premier temps, on effectue le calcul de l'interpolation, sans aucun lissage, sur la totalité des données de départ (1000 points environ), de manière à ce que chaque donnée initiale puisse être éventuellement retrouvée (interpolation à l'aide de séries de fonctions, Chap.II, première partie). On espère ainsi respecter les variations locales.

Le traçage est, ensuite, réalisé en utilisant les possibilités interactives du calculateur et du programme. Ceci permet de restreindre le dessin des trajectoires aux zones où le calcul de l'interpolation est le plus significatif, c'est à dire là où la répartition des points offre, à la fois, une bonne homogénéité et une bonne densité.

Le traçage étant interactif, on a cherché systématiquement à dessiner des points triples lorsque ceci était possible, en particulier à proximité des massifs granitiques où certaines données sont très obliques par rapport à aux autres et apparaissent comme des anomalies locales.

Les trajectoires sont d'abord dessinées sur l'écran du calculateur puis mémorisées sur bandes. Ensuite, elles sont retracées sur un fond de carte où ont été préalablement reportés les principaux contours lithologiques. On a ainsi obtenu les cartes des figures 34 et 35.

L'examen de ces cartes permet d'observer les points suivants:

- les trajectoires de schistosité sont, généralement, parallèles aux grandes structures plissées et ne semblent pas affectées par le contact Briovérien/paléozoïque qu'elles traversent en plusieurs endroits de la région, et ce, quelque soit l'orientation de ce contact. Ceci est en

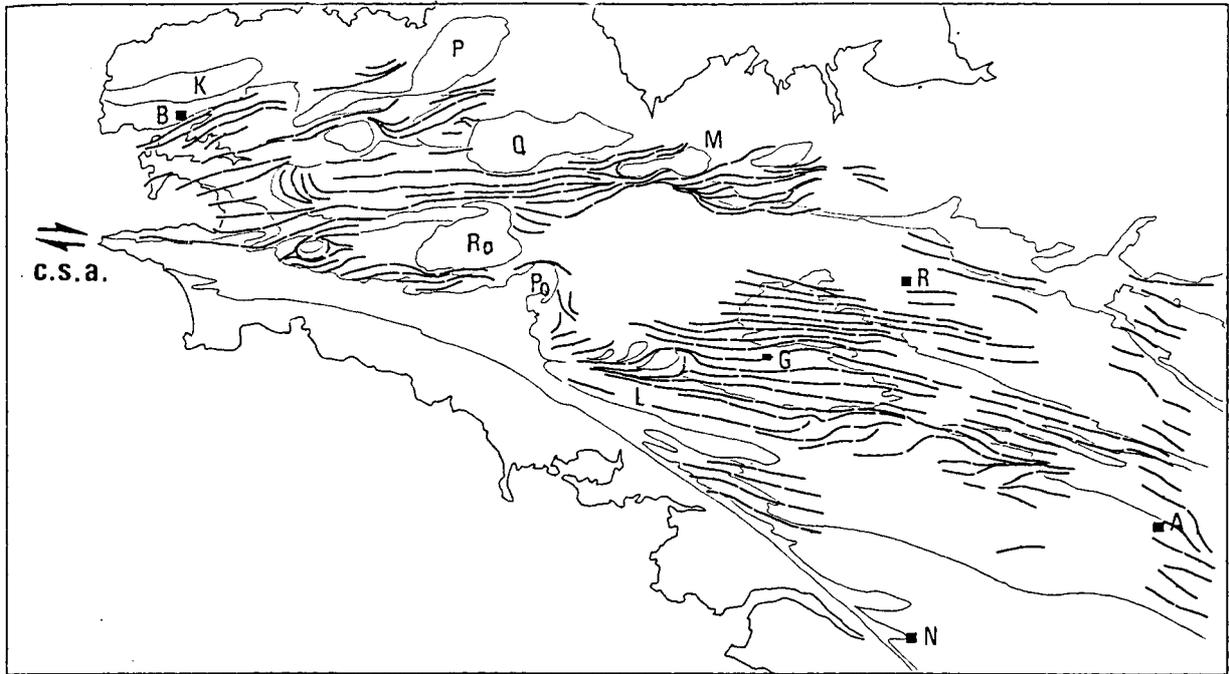


FIG. 34 CARTE DES TRAJECTOIRE DE SCHISTOSITE

Cette carte correspond aux trajectoires théoriques calculées par une interpolation réalisée sur les données initiales à l'aide de série de fonctions. (explications dans le texte)

R Rennes, N Nantes, B Brest, G Guer, A Angers.

Massifs granitiques:

M Moncontour, K Kersaint, P Plouaret, Po Pontivy, Q Quintin.

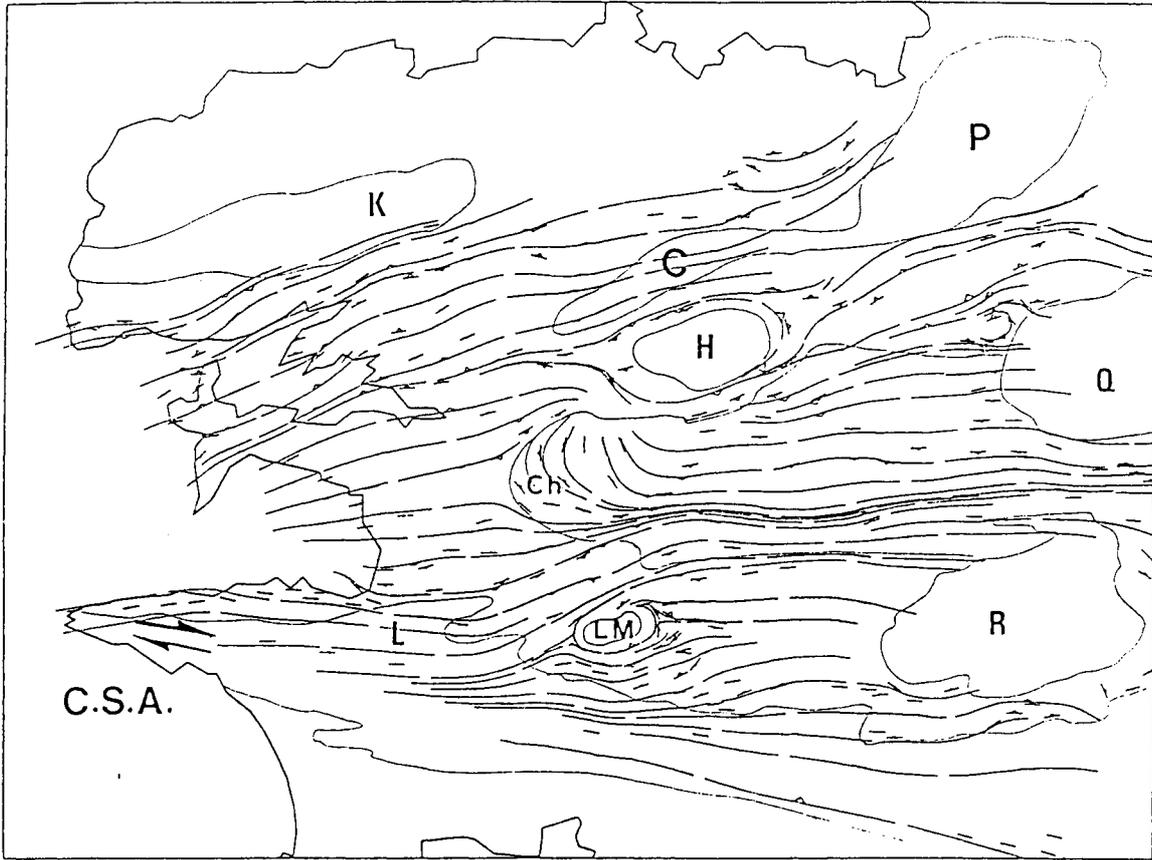


FIG. 35 Carte des trajectoires de schistosité. Détail au niveau de la Bretagne occidentale.

Massifs granitiques:

C Commana, H Huelgoat, K Kersaint, L Locronan, LM Le Merdy, P Plouaret
 Q Quintin, R Rostrenen

accord avec le fait que ces deux unités lithologiques aient réagit de la même façon à la tectonique hercynienne. Cet argument a d'ailleurs été utilisé dans ce sens par LE CORRE (1978).

- les trajectoires traversent également le contact entre les séries carbonifères et les séries paléozoïques sous-jacentes. Cependant, il n'est pas évident que l'on puisse interpréter ce comportement comme pour le cas du contact Briovérien/paléozoïque. Cela serait contradictoire avec le fait que les bassins carbonifères aient été structurés postérieurement aux autres séries paléozoïques. De plus, on note que ce contact n'est traversé que lorsqu'il est très parallèle aux trajectoires (bassin de Laval ou bordure Sud du bassin de Chateaulin). En fait, ceci traduit simplement le fait que les structures carbonifères sont dans l'ensemble parallèles aux structures antérieures. En revanche, sur la bordure ouest du bassin de Chateaulin, les trajectoires ont tendance à mouler le contact lithologique, et ce jusqu'à devenir très obliques sur la direction régionale. La signification de cette virgation n'est pas encore totalement élucidée et si la construction des trajectoires permet d'en souligner la réalité, elle n'apporte pas de réponse particulière. Pour DARBOUX et GRAVELLE (1982), cette virgation est secondaire par rapport à la formation de la schistosité et serait liée à la permanence du régime de cisaillement transcurrent dextre jusqu'à une période tardive.

- les trajectoires ont, également, tendance à mouler le contact cartographique d'un certain nombre de massifs granitiques. Ceci s'accompagne, localement, de la formation de points triples de schistosité. L'existence de points triples à proximité de plutons granitiques a déjà été fréquemment décrite (LEDRU & BRUN 1977; HANMER 1979; BERTHE 1980; HANMER & VIGNERESSE 1980) et est interprétée comme l'indice d'une mise en place syntectonique du pluton (BRUN 1981). Sur la base de modèles numériques, ces points triples ont été interprétés comme la conséquence de l'interférence entre le champ de déformation lié au gonflement du diapir, pendant son ascension, et le champ de déformation régional, ici un cisaillement transcurrent (fig. 35) (BRUN & PONS 1981). La déformation n'y est pas nulle mais serait principalement constrictive (BRUN 1983).

Au niveau des plutons affectés par la branche Nord du C.S.A. (de Pontivy à Guehenno-Lizio), la disposition asymétrique des points triples, différente de celle prédite par le modèle théorique (fig. 36), ainsi que l'obliquité que fait le grand axe des plutons sur la schistosité régionale, serait compatible avec le fait que ces granites n'aient enregistré à ce niveau qu'une partie seulement de la déformation, par rapport aux séries encaissantes (BRUN 1981). Enfin, dans le prolongement de ces massifs, une légère perturbation se note au niveau de La Gacilly et serait le résultat de l'influence d'un granite non affleurant mis en évidence par d'autres arguments, métamorphiques notamment (LE CORRE 1978), et par gravimétrie (VIGNERESSE 1978).

- A l'échelle régionale, les directions des trajectoires sont systématiquement obliques sur les zones majeures de cisaillement ductile (C.N.A. et C.S.A.) ce qui est compatible avec l'hypothèse d'une déformation totale dominée par un cisaillement transcurrent. De plus, cette obliquité n'est compatible qu'avec un sens dextre.

A grande échelle, en dehors des perturbations liées aux granites et

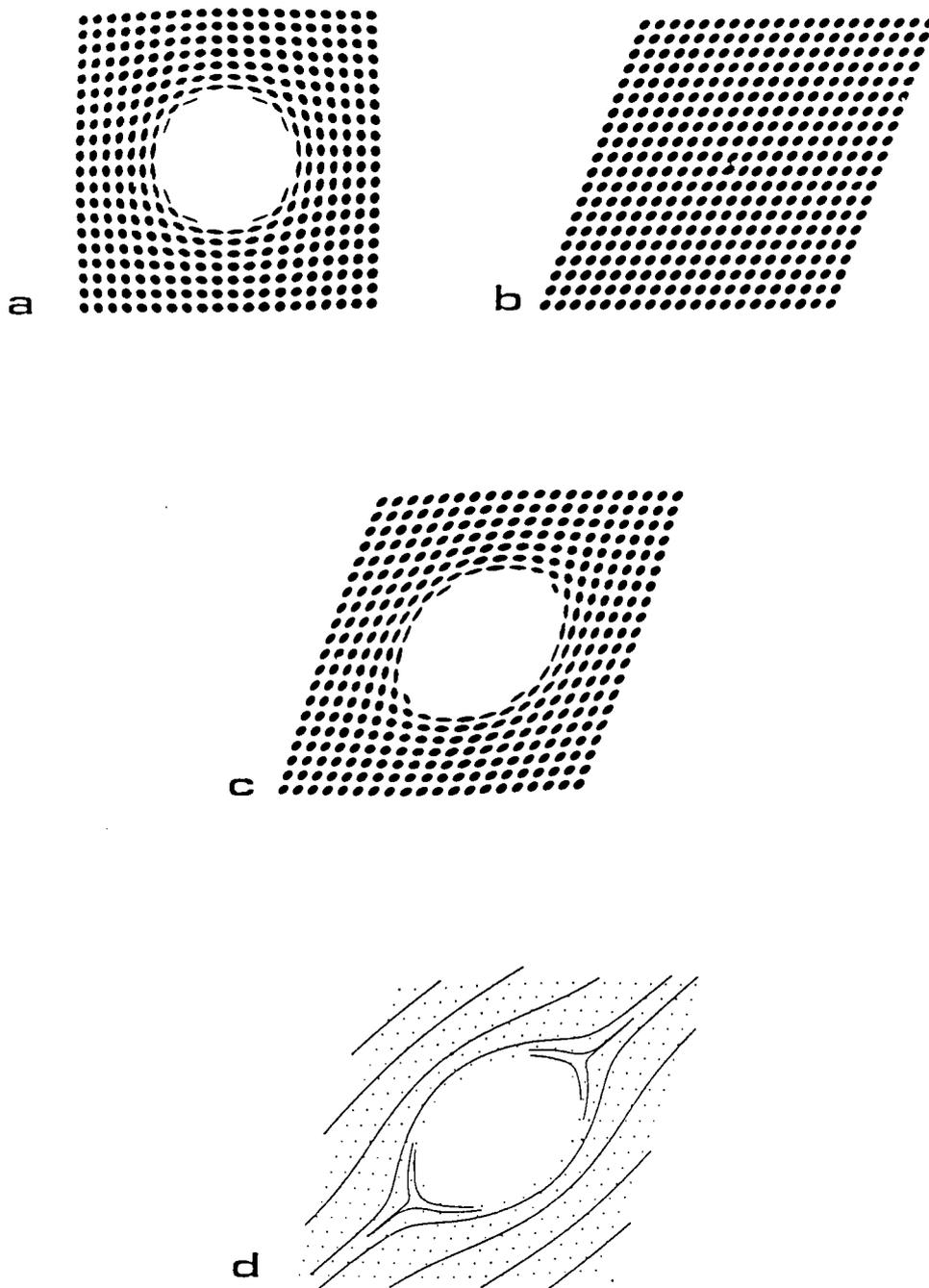


Fig. 36 Modèle d'interférence entre un gonflement hétérogène et un cisaillement simple (d'après BRUN 1981).

a : gonflement hétérogène.

b : cisaillement simple dextre

c : combinaison du gonflement suivi du cisaillement

d : trajectoires de déformation finie. On note l'existence de points triples situés en position symétrique de part et d'autre du trou .

des variations locales leur donnant une allure sigmoïde (au niveau de la bande de Guer, par ex. voir fig. 34), les trajectoires ont une géométrie relativement régulière ce qui suggère, en première approximation, que le cisaillement régional est assez homogène, si l'on excepte toutefois les bordures de la région.

- On observe, enfin, une virgation de grande ampleur, des trajectoires de schistosité, faisant progressivement passer celles-ci, d'une direction moyenne de N-70, dans la partie occidentale de la région, à une direction N-110 dans la partie orientale. Ceci a pour conséquence, dans la partie est de la région, de paralléliser la direction moyenne des trajectoires avec la direction de la branche Nord du C.S.A. ce qui serait compatible avec une augmentation importante du cisaillement régional vers l'Est de la région (BRUN 1981, p.113).

Ceci pose toutefois un problème car le quasi-parallelisme observé entre les directions principales de déformation finie et la direction du cisaillement devrait alors indiquer une déformation régionale extrêmement forte. Ce type de configuration se rencontre pour des taux de cisaillement de l'ordre, au minimum, de $\gamma = 10$, ou $\gamma = 20$, ce qui correspond à des rapports axiaux supérieurs à 100. Ceci est en contradiction avec ce que l'on connaît en Bretagne centrale où l'intensité de la déformation finie est relativement faible (cf. LE THEOFF 1977; CRAMBERT 1981; PERCEVAULT 1983). Les rapports axiaux, calculés sur les mesures de LE THEOFF (1977), varient autour de 4 et n'excèdent jamais 10. La branche Nord du C.S.A. ne doit donc probablement pas pouvoir être assimilée à la direction moyenne du cisaillement régional. De plus, elle est associée à un massif orthogneissique plus ancien, le massif de Lanvaux (daté à 400 M.A.,

VIDAL 1972), lui même probablement réorienté, et dont on peut supposer qu'il a joué le rôle d'une hétérogénéité localisant le cisaillement. Le rôle de ce massif, a par ailleurs, été évoqué et discuté pour l'initialisation du plissement régional (LE CORRE 1978, p. 339)

D'autre part, on a vu que les modèles de déformation inverse, calculés sur ce secteur, ont été orientés "au mieux" par rapport à la direction N-125 qui est, à ce niveau, la direction de la branche Sud du C.S.A. (PERCEVAULT 1983, p. 66). Dans cette partie de la région, l'obliquité des trajectoires de schistosité est effectivement relativement forte vis à vis de la branche Sud du C.S.A., de plus, à grande échelle, la virgation des trajectoires d'Ouest en Est, suggère une influence importante de cette branche. L'analyse de la tendance, à grande échelle, des directions principales, va permettre de préciser ce point.

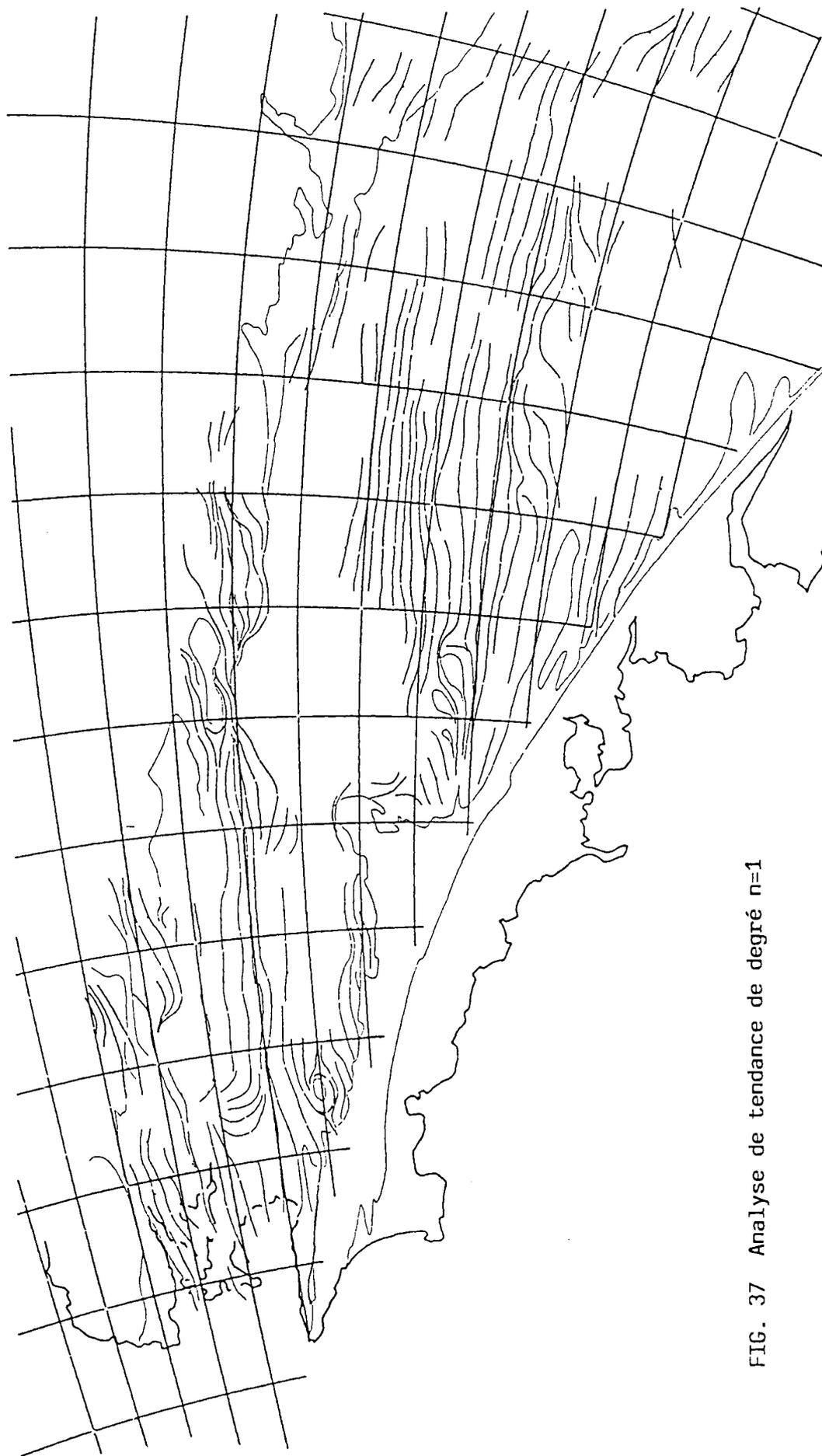


FIG. 37 Analyse de tendance de degré $n=1$

1.3.4 - Tendance générale

Pour caractériser le comportement des directions principales, à l'échelle de tout le domaine centre armoricain, on réalise une analyse de tendance (cf. chap.2, première partie) sur la totalité des points de mesure en utilisant des polynômes de degrés faibles.

Le calcul est fait sur les directions de la schistosité, pour des polynômes de degré 1, 2 et 3. Les trajectoires théoriques sont ensuite tracées pour chaque modèle, à l'aide de la méthode décrite au paragraphe 2.1, et sont représentées par les figures 37, 38 et 39.

Les trois modèles obtenus montrent assez peu de différences entre eux. A proximité de la limite Sud de la région, les directions théoriques montrent, sur le modèle 1 (fig.37), une obliquité assez constante avec la branche Sud du C.S.A., et ce, sur toute la longueur de cette zone. L'angle mesuré localement, le long de cette branche varie peu autour de 27° .

Les modèles de degré 2 et 3 n'apportent pas beaucoup d'informations supplémentaires. Dans ces deux derniers cas, contrairement au premier modèle, les directions théoriques ont une obliquité moins forte, avec le C.S.A., dans la partie ouest que dans le secteur Est. Ceci pourrait normalement être interprété comme l'indice d'une augmentation du cisaillement vers l'Ouest, mais il n'existe pas actuellement d'arguments pour un tel gradient. De plus, la comparaison, d'un point de vue graphique, avec les trajectoires de schistosité construites précédemment, montre que c'est finalement le modèle de degré 1 qui satisfait globalement le mieux les données, en particulier dans le secteur Est où les modèles de degré 2 et 3 s'écartent sensiblement des orientations réelles. Ceci indique que la tendance générale est probablement très simple et linéaire.

Dans tous les cas, les directions principales théoriques montrent une courbure, assez faible mais nette, correspondant à la virgation déjà mise en évidence précédemment. Cette courbure régulière, d'Ouest en Est, se retrouve à travers l'arcure des grandes structures de la région qui a déjà été discutée par d'autres auteurs (cf. discussion dans LECORRE 1978, p.347). C'est un caractère majeur de la déformation régionale. De plus, elle apparaît comme une condition nécessaire pour qu'au niveau des limites de la région (C.S.A. et C.N.A.), les directions principales soient toujours très obliques sur les zones de cisaillement, en particulier la branche Sud du C.S.A..

Ceci suggère, à nouveau, que cette branche contrôle en grande partie la déformation majeure à travers le domaine centre armoricain.

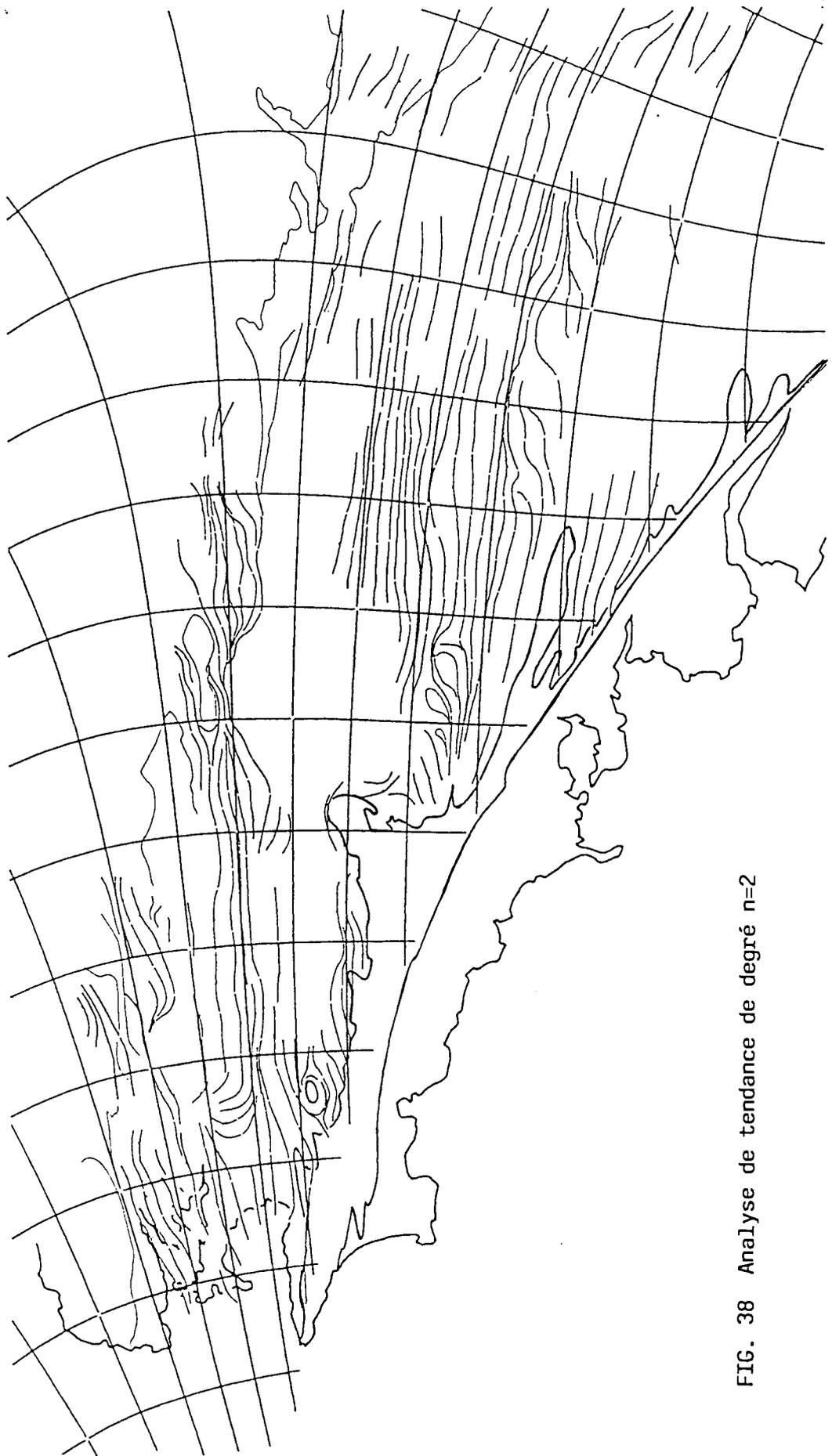


FIG. 38 Analyse de tendance de degré $n=2$

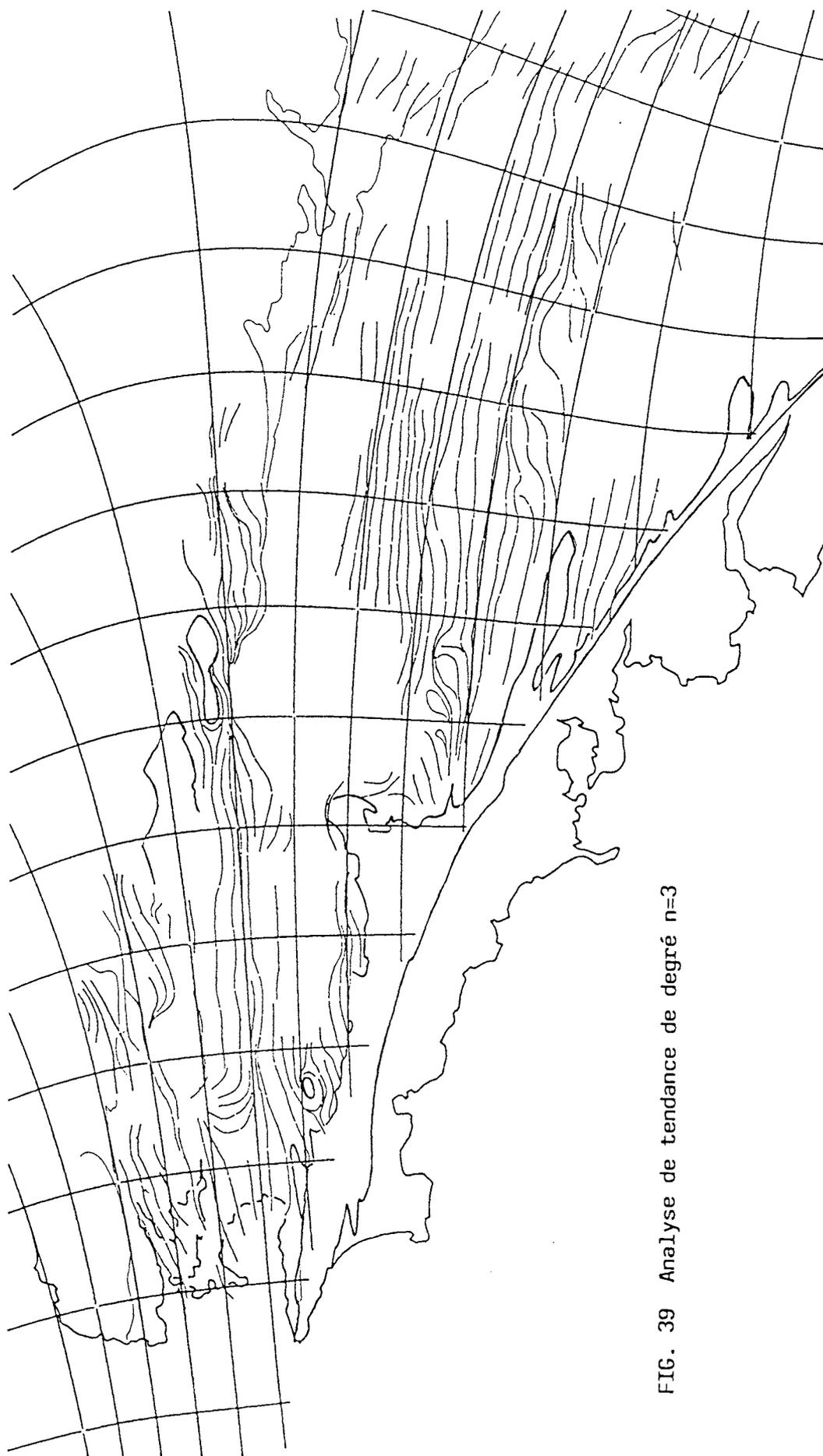


FIG. 39 Analyse de tendance de degré $n=3$

1.3.5 - L'approche intermédiaire

L'analyse de tendance produit un lissage très énergique des données initiales et fait disparaître toutes les variations locales, quelque soit leur ampleur. Pour étudier ces variations et, en particulier, celles qui sont liées au cisaillement, on a réalisé un moyennage au noeuds d'un réseau régulier, puis on a utilisé sur les valeurs moyennées le programme d'interpolation et de traçage faisant appel aux séries de fonctions quadratiques.

Procédure analytique:

Pour le moyennage, on procède en deux étapes:

- on effectue d'abord un filtrage préalable sur les données initiales de manière à minimiser les effets des perturbations dues aux granites (directions localement très obliques sur la tendance générale). Pour chaque point de mesure initial, on calcule les valeurs résiduelles par rapport à l'analyse de tendance de degré 1, c'est à dire la différence, en chaque point, entre la valeur théorique et la valeur réellement mesurée. Ensuite on élimine les résiduelles les plus fortes. On fait ceci pour des valeurs s'écartant de la tendance générale de, successivement, 35° , 25° et 15° . On élimine ainsi, respectivement, 6%, 17% et 25% des mesures de départ. Les populations restantes correspondent donc à 94%, 83% et 75% des données initiales et sont reportées sur les cartes des fig. 42a, 42b et 43a.

- dans un deuxième temps, on effectue, sur chacune de ces populations, un moyennage suivant une grille carrée de 8 Km de côté. Le maillage a l'avantage de réduire le nombre des points et d'augmenter ainsi la rapidité du calcul et du traçage. De plus, il assure une meilleure homogénéité dans la répartition des points et enfin il lisse les perturbations due aux éventuelles erreurs sur les données.

Pour chaque maille, on recense les données existant dans cette maille et les directions correspondantes sont assimilées à des vecteurs unitaires. La direction affectée au centre de la maille est déduite de la moyenne géométrique de ces vecteurs. On obtient de cette façon les populations représentées sur les fig. 41b, 42b et 43b.

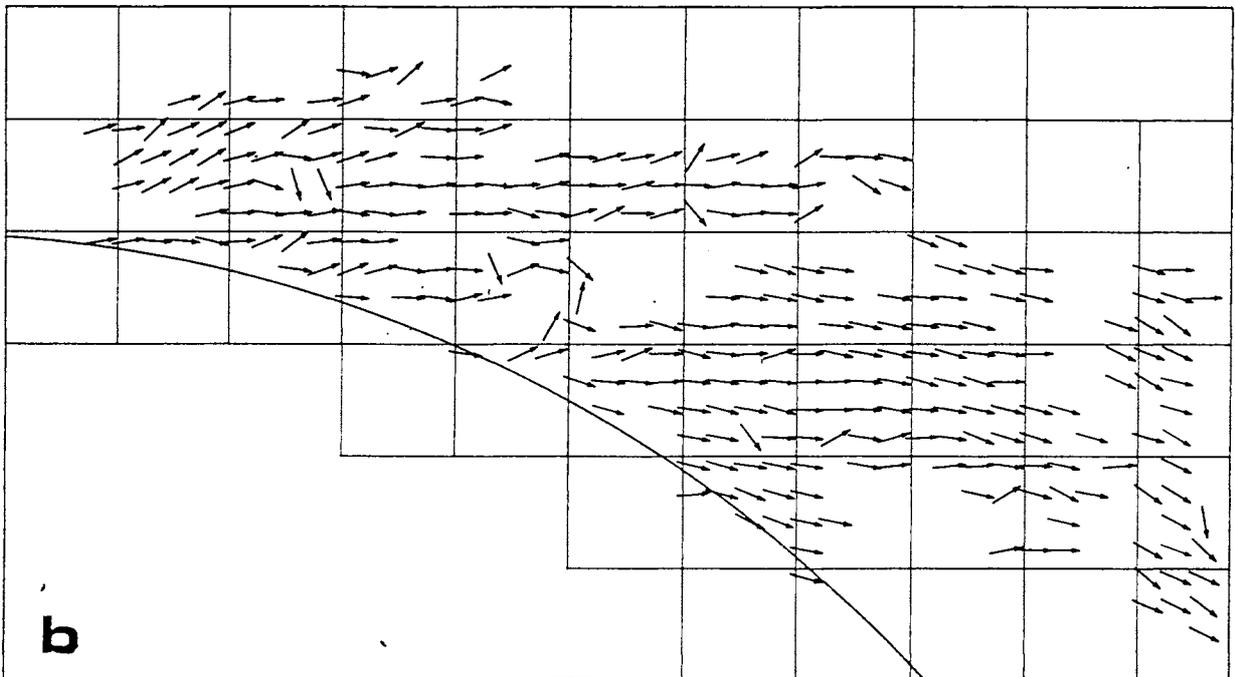
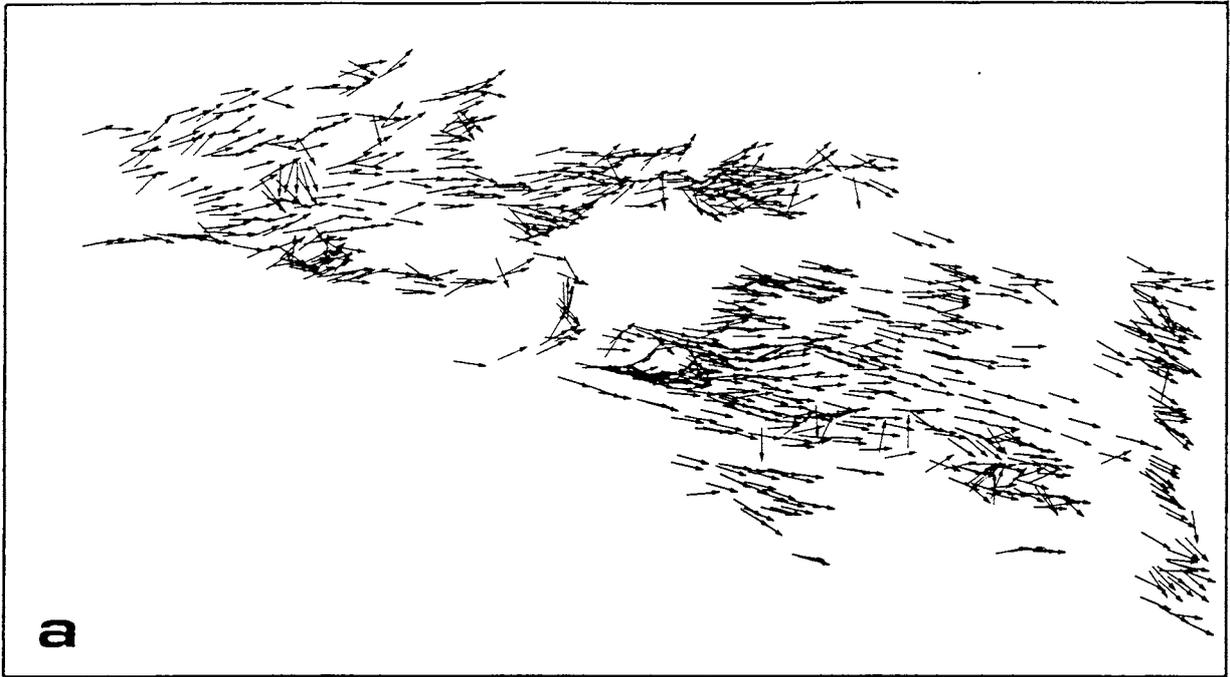
On réalise également le même moyennage sur toutes les données de départ, sans filtrage préalable (fig. 40). Ceci servira de point de comparaison.

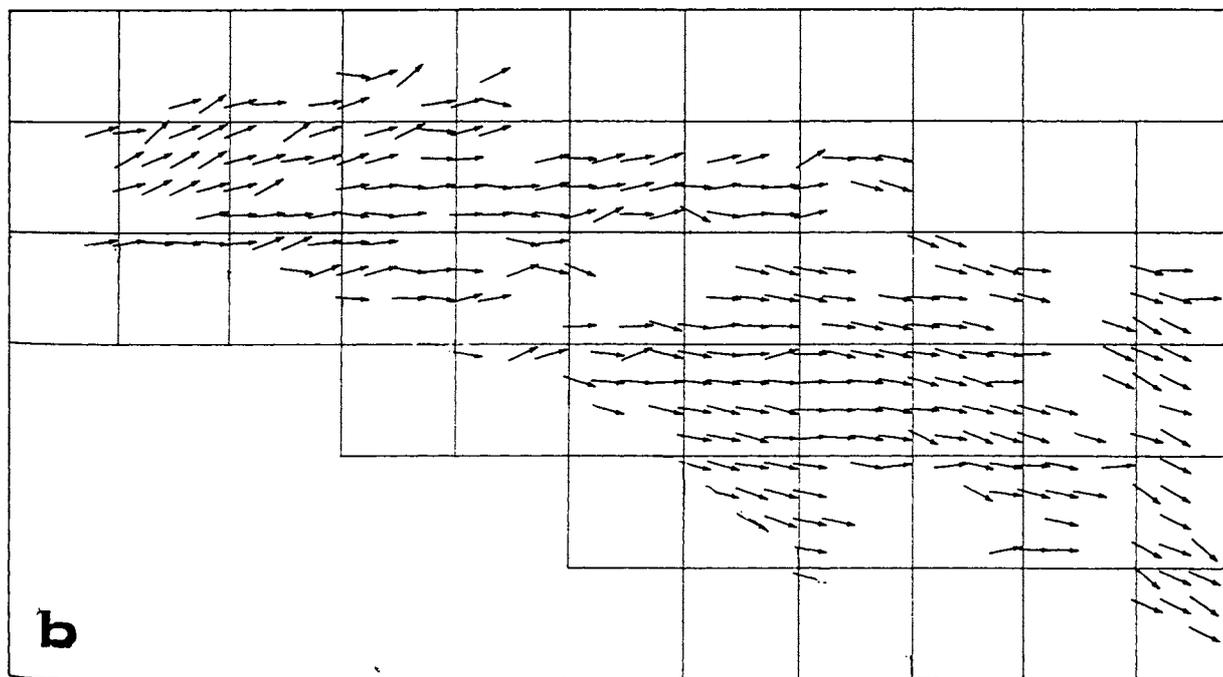
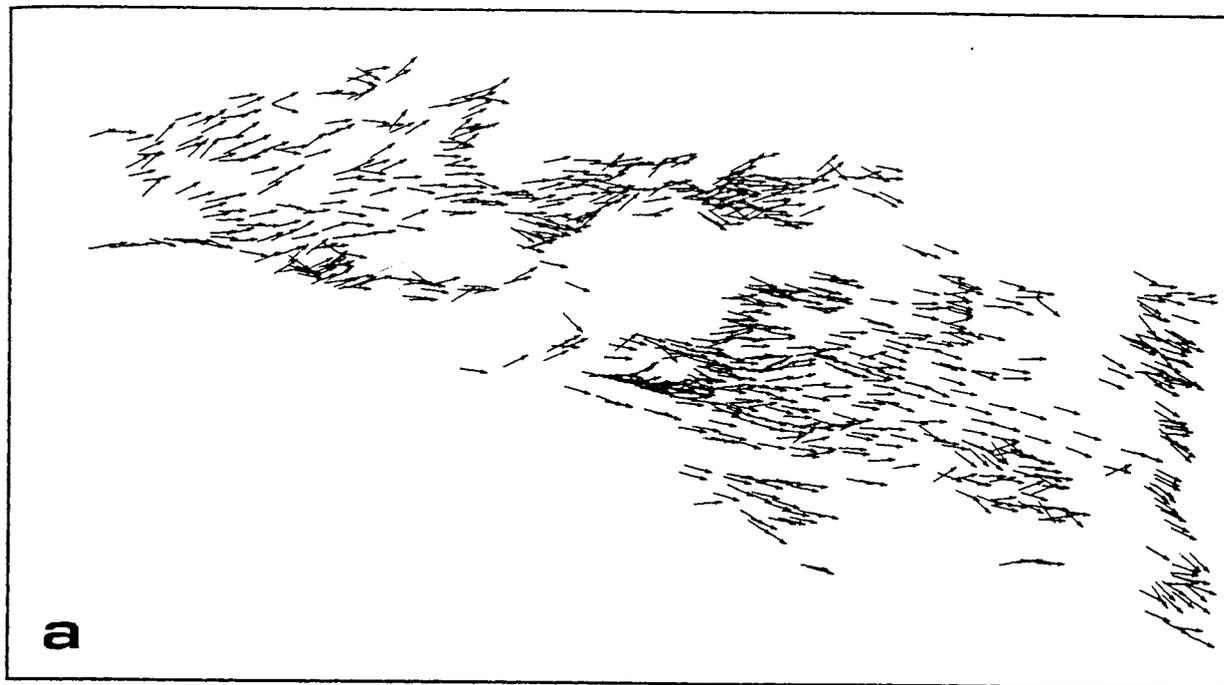
Remarque: il existe une infinité de choix possibles pour la dimension du maillage. Plusieurs dimensions de maille ont été essayées, mais comme il n'était pas possible d'en envisager un trop grand nombre, on a procédé par tâtonnement en respectant essentiellement des impératifs techniques: il fallait, à la fois, trouver une maille suffisamment petite pour préserver au mieux les variations locales, et limiter le nombre de points obtenus à des valeurs compatibles avec un traitement simultané et automatique de tous ces points. Compte tenu des possibilités du matériel utilisé, 200 à 250 points sont des valeurs maximales.

Enfin, le traçage est fait de façon entièrement automatique sans intervention extérieure. Ceci explique que localement - au centre de la région, en particulier - il traverse des zones de "blancs" où il n'existe pas de données. Pour ces zones, l'interpolation peut toujours procurer une valeur théorique. Il faut simplement garder à l'esprit qu'elle a alors probablement moins de signification que dans les zones où la répartition des points est régulière. D'autre part, de manière à assurer une bonne régularité au traçage, celui-ci démarre pour chaque trajectoire, à partir de points de départ situés le long d'un arc de cercle traversant d'Ouest en Est le domaine (cf. fig. 41, 42 et 43). Les points de départ sont disposés à intervalles réguliers et aussi serrés que possible pour refléter le plus d'informations possible tout en conservant une bonne lisibilité des cartes.

Résultats (fig. 40c, 41c, 42c et 43c):

- la comparaison entre les cartes construites à partir des données filtrées (fig. 41b, 42b et 43b) et celle correspondant aux données initiales (fig. 40b), permet de constater que dans cette dernière, le traçage couvre de façon inégale la surface de la région. Ceci est très certainement une conséquence de la technique de tracé automatique employée: le traçage est forcément guidé par les directions initiales et lorsqu'il existe une certaine hétérogénéité dans ces orientations, le tracé peut être concentré dans certaines zones et ignorer ainsi les zones voisines. Ceci illustre une des difficultés majeure de ce type de technique pour représenter des champs de déformation complexes.
- on retrouve cependant dans tous les cas une virgation des directions principales assez nette et apparemment corrélable à la limite Sud du domaine.
- ensuite, on remarque une certaine tendance des trajectoires à s'organiser de manière à former des figures ayant une géométrie sigmoïde, comme cela avait été précédemment remarqué au niveau de la bande de Guer, et ce à tous les niveaux du filtrage. La zone au niveau de Guer est d'ailleurs une de celles qui apparaît le plus nettement, mais la tendance semble finalement assez générale surtout dans la partie orientale de la région. Ceci s'accorde assez bien avec l'interprétation donnée précédemment (PERCEVAULT 1983) en termes de déformation en bandes associée à un cisaillement hétérogène (cf. COBBOLD 1977). On remarque de plus que ces bandes ont tendance à être parallèles à la limite Sud du domaine.
- Enfin, on note l'existence de zones linéaires plus sombres qui traversent la région de part en part. Ces zones correspondent à une convergence, localement plus accentuée, des trajectoires. Elles sont particulièrement évidentes sur la carte correspondant aux données les moins filtrées et tendent à s'estomper avec l'importance du filtrage. Leur interprétation est assez délicate. On a vu dans la première partie que, dans un contexte de cisaillement simple hétérogène, la convergence des trajectoires était synonyme d'une intensification de la déformation. On pourrait sans doute interpréter dans ce sens la bande sombre qui





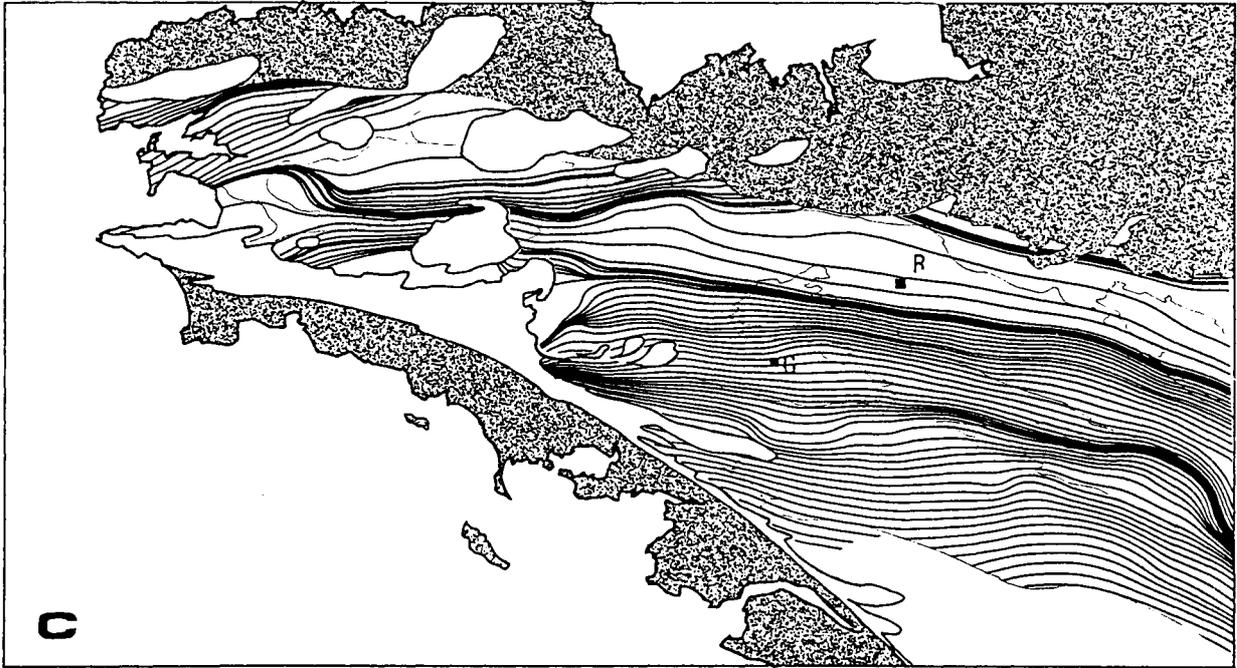


FIG. 40 TRAJECTOIRES DES DIRECTIONS PRINCIPALES. APPROCHE INTERMEDIAIRE.

- a : directions initiales correspondant à 100% des données
- b : directions résultantes après moyennage
- c : trajectoires construites à partir des directions moyennées.
(voir texte)

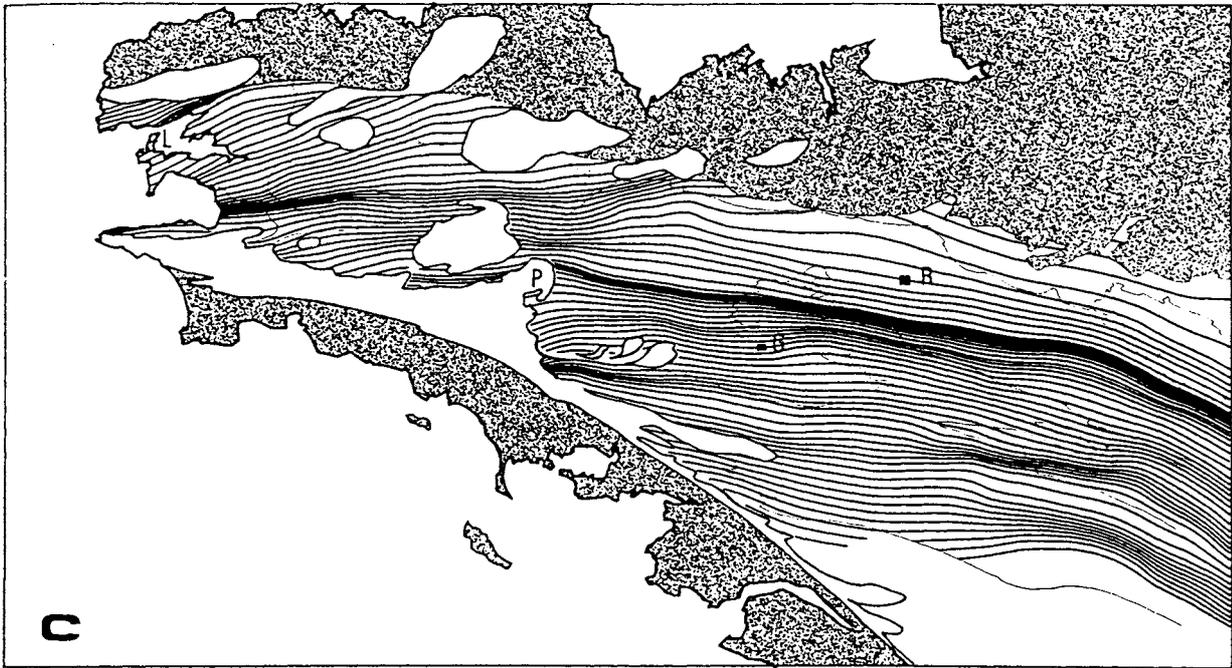
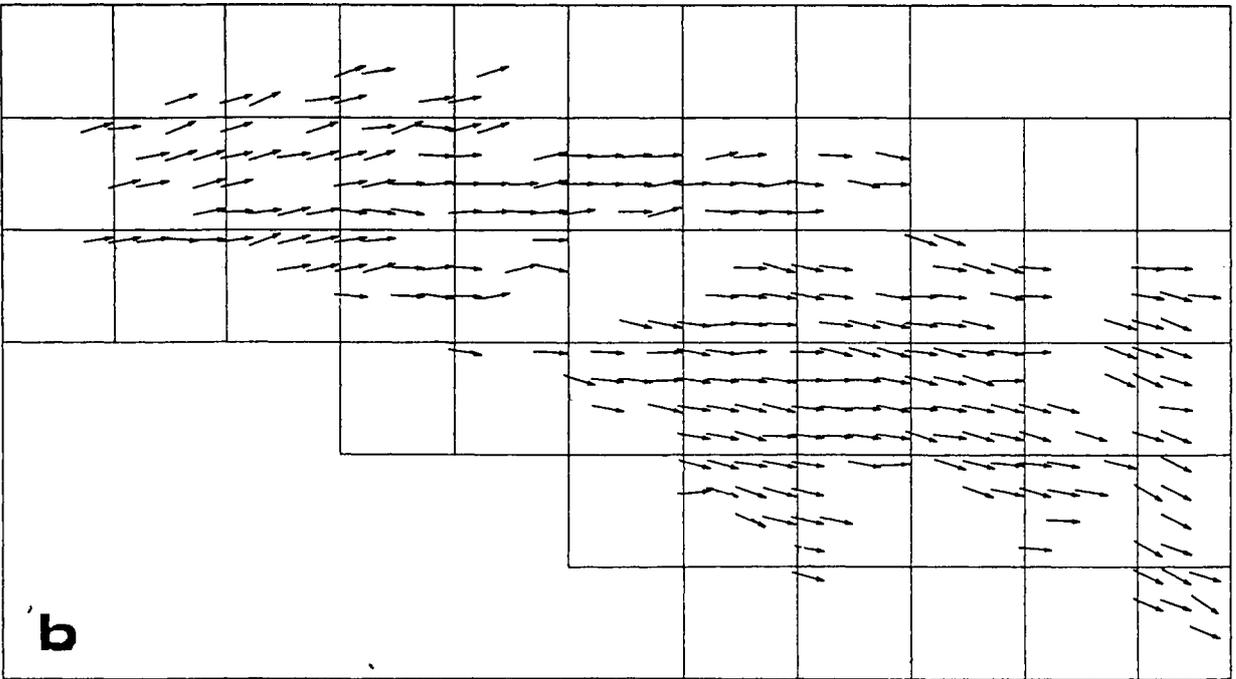
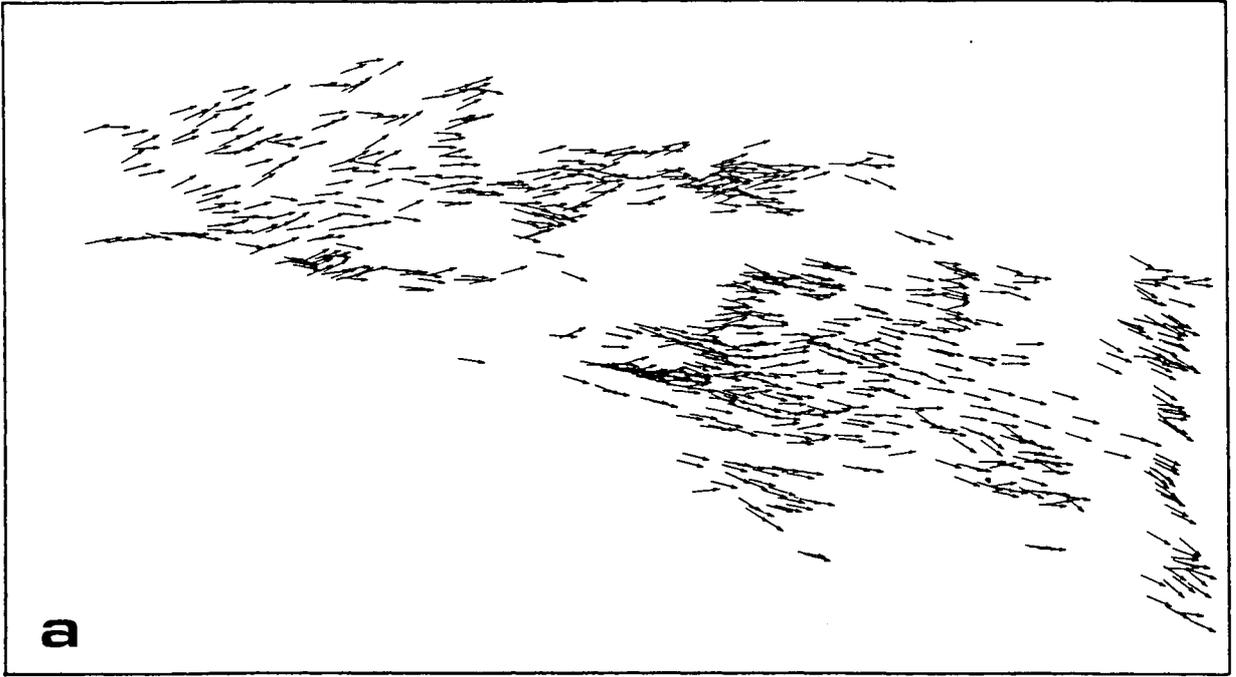


FIG. 41 TRAJECTOIRES DES DIRECTIONS PRINCIPALES. APPROCHE INTERMEDIAIRE.

- a : directions initiales correspondant à 94% des données
- b : directions résultantes après moyennage
- c : trajectoires construites à partir des directions moyennées.
(voir texte)



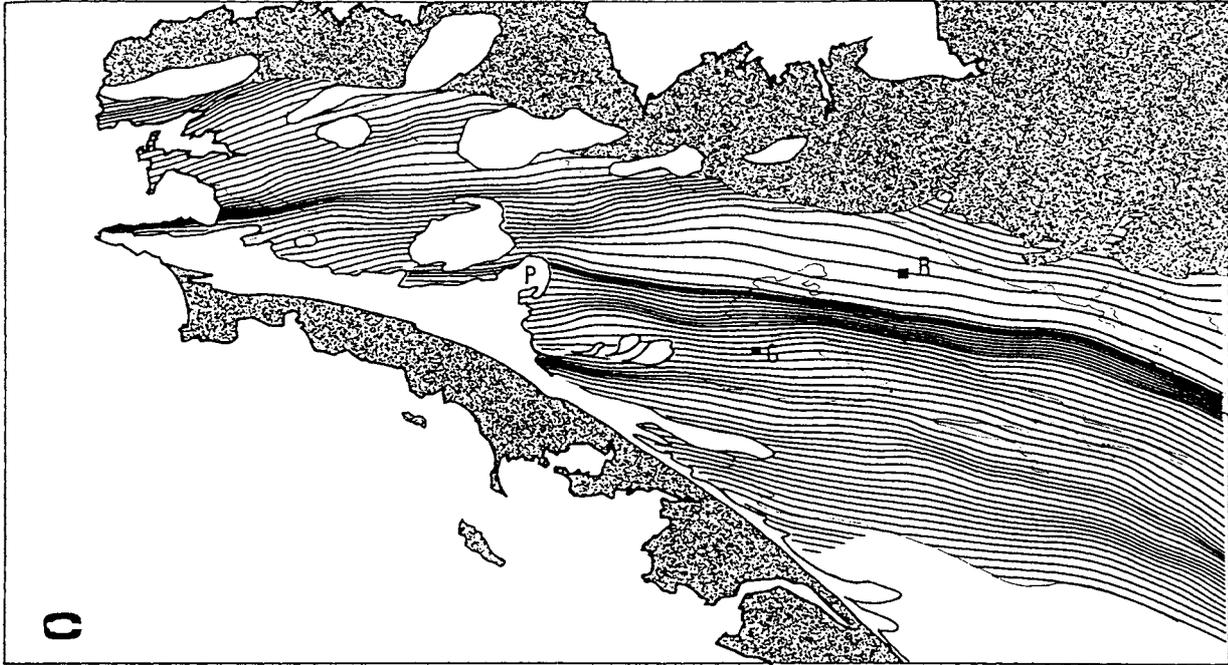
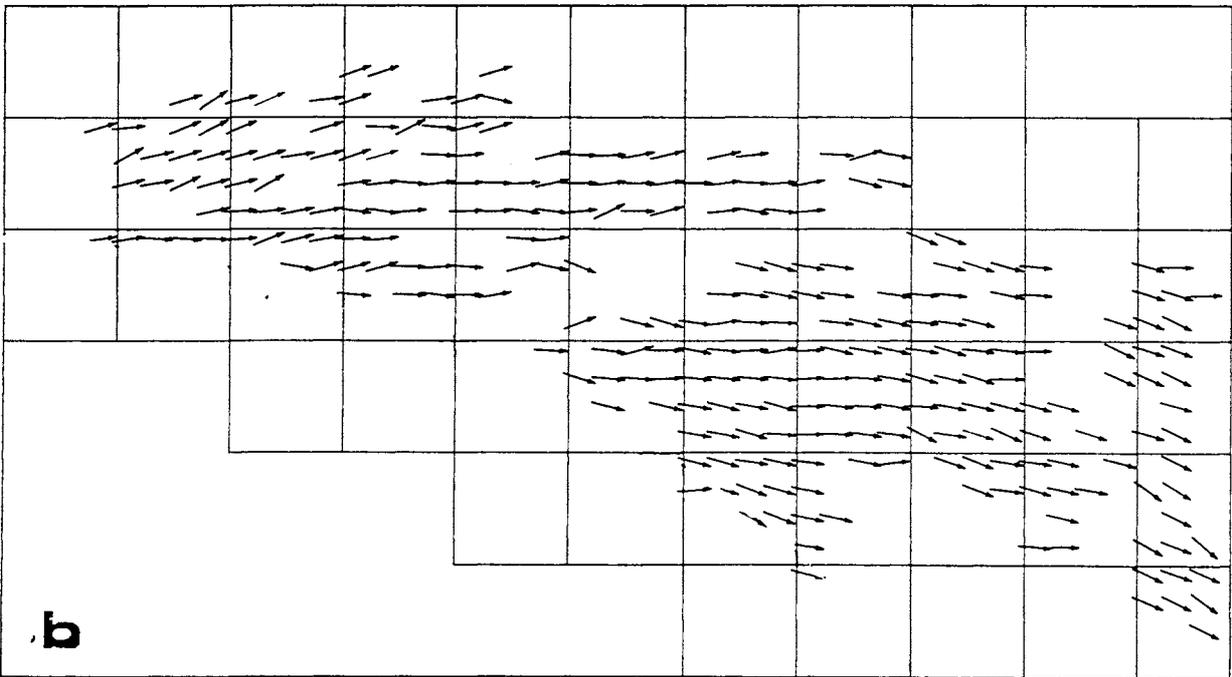
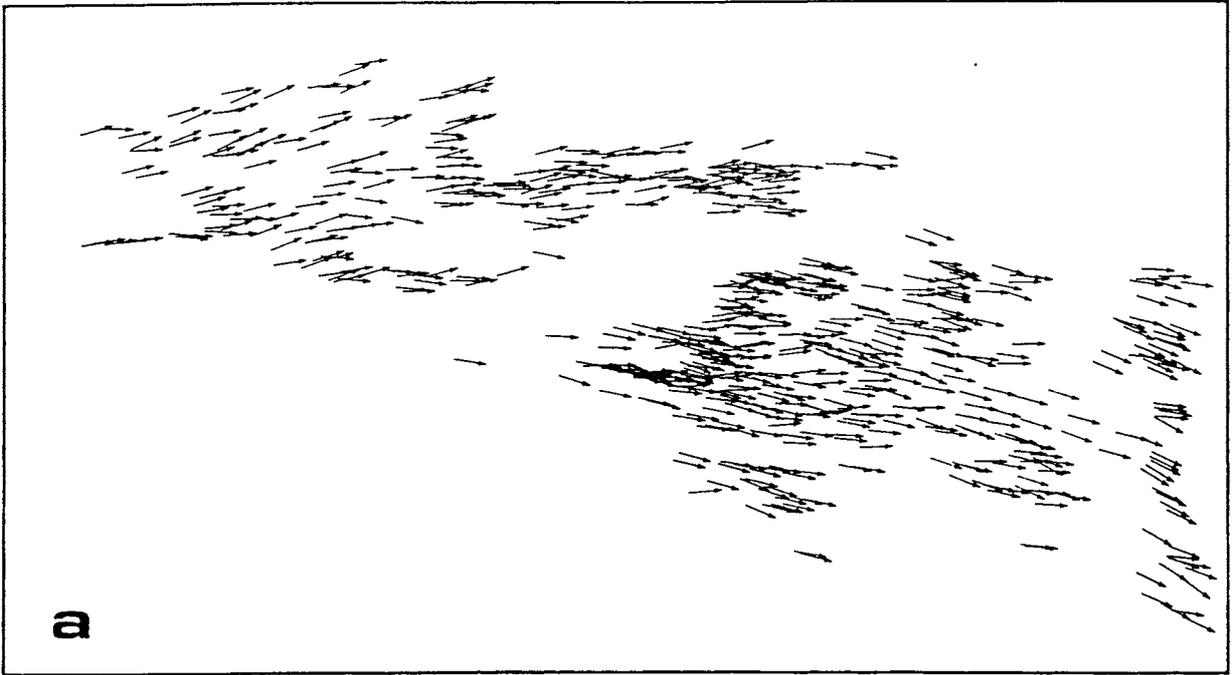


FIG. 42 TRAJECTOIRES DES DIRECTIONS PRINCIPALES. APPROCHE INTERMEDIAIRE.

- a : directions initiales correspondant à 83% des données
- b : directions résultantes après moyennage
- c : trajectoires construites à partir des directions moyennées.
(voir texte)



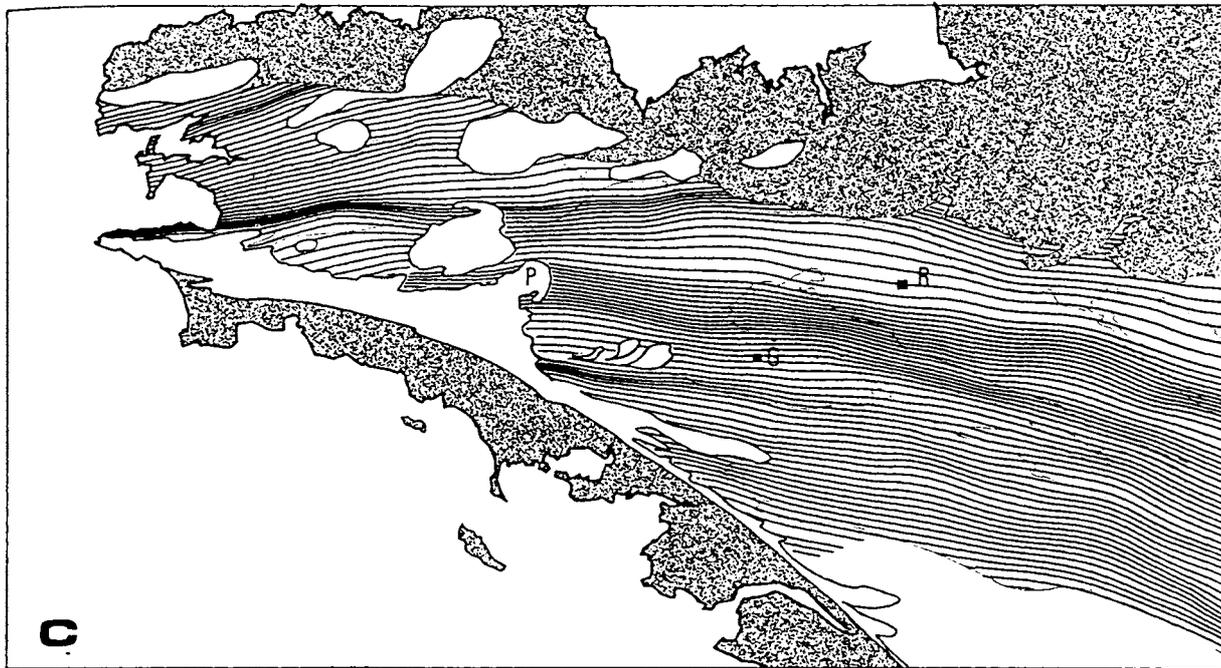


FIG. 43 TRAJECTOIRES DES DIRECTIONS PRINCIPALES. APPROCHE INTERMEDIAIRE.

- a : directions initiales correspondant à 75% des données
- b : directions résultantes après moyennage
- c : trajectoires construites à partir des directions moyennées.
(voir texte)

correspond à la branche Nord du C.S.A., où la déformation est plus intense ainsi que celle qui, tout à fait à l'Ouest, est corrélable à une autre zone de cisaillement, la faille du Léon (fig.41c). Cette dernière faille est, d'ailleurs actuellement considérée comme précoce par rapport à la déformation hercynienne majeure (BALE & BRUN 1985). Toutefois il n'est pas véritablement étonnant de retrouver son influence dans la déformation totale.

En ce qui concerne les deux autres zones sombres, qui sont également les plus prononcées, il n'est pas évident de leur accorder une signification particulière. Celle qui est située à l'extrémité occidentale de la région est probablement le résultat de l'influence des directions très obliques de la bordure ouest du bassin de Chateaulin, influence qui peut avoir plus ou moins résisté au filtrage. On remarque d'ailleurs que cette bande disparaît presque totalement sur la carte de la fig.43c, correspondant aux données les plus fortement filtrées. En revanche, la zone intermédiaire passant à proximité de Pontivy et de Rennes ne correspond à rien de connu en surface. Aucun gradient n'a été véritablement décrit dans ce secteur et il peut s'agir d'un artéfact du à la méthode de traçage. En effet, les points de départ du traçage passent localement, et notamment au niveau du massif de Pontivy, par un "trou" de la grille où il n'y a pas de points ce qui pourrait avoir introduit une convergence artificielle dont cette bande serait le résultat.

Une autre possibilité serait que cette bande représente une structure non décrite actuellement.

D'une part, on pourrait supposer par exemple que la déformation finie soit plus faible au Nord de cette zone que dans les synclinaux du Sud de Rennes. Cette bande sombre traduirait alors un gradient de déformation. Il existe localement des affleurements où la déformation est effectivement extrêmement faible (carrière de Murette: site MF5 de LE THEOFF 1977) qui sont compatibles avec cette hypothèse. Toutefois, à l'heure actuelle, la déformation finie de ce secteur est trop mal connue, dans le détail, pour confirmer ce point.

D'autre part, cette bande pourrait être due à l'influence d'une zone décrochante, plus intense en profondeur, se marquant faiblement en surface, mais y impliquant néanmoins une tendance au cisaillement. A titre de comparaison, on a reproduit (fig.44) une carte de la fracturation, déduite de la gravimétrie, d'après VIGNERESSE (1978) sur laquelle apparaît nettement une discontinuité orientée Est-Ouest dont l'étendue et la localisation coïncident assez bien avec la bande reflétée par les trajectoires. Cette anomalie gravimétrique a été interprétée comme une faille par VIGNERESSE (1978), mais en réalité sa nature exacte n'est pas encore bien établie (LEFORT comm. pers.). De ce fait, il est, pour le moment, hasardeux de faire des corrélations trop directes avec la géométrie en surface des trajectoires.

En revanche d'autres décrochements visibles sur la carte fig. se retrouvent dans la géométrie des trajectoires, notamment au niveau de l'extrémité Est du bassin de Chateaulin (fig.44).

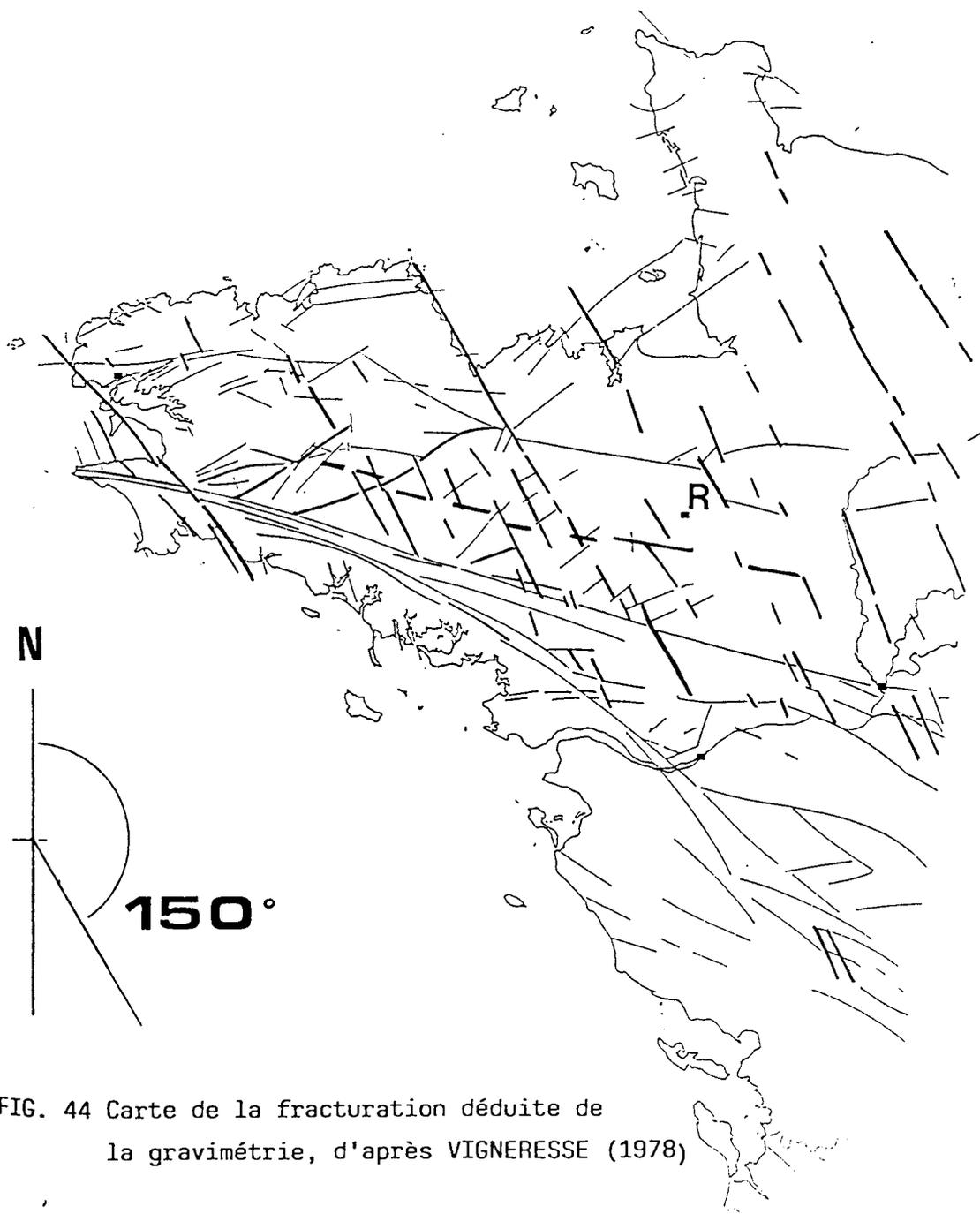


FIG. 44 Carte de la fracturation déduite de la gravimétrie, d'après VIGNERESSE (1978)

On note l'existence d'un réseau orienté N 150°
 D'autre part, dans le centre de la région, on note également l'existence d'une structure orientée grossièrement Est-Ouest. (au sud de Rennes).

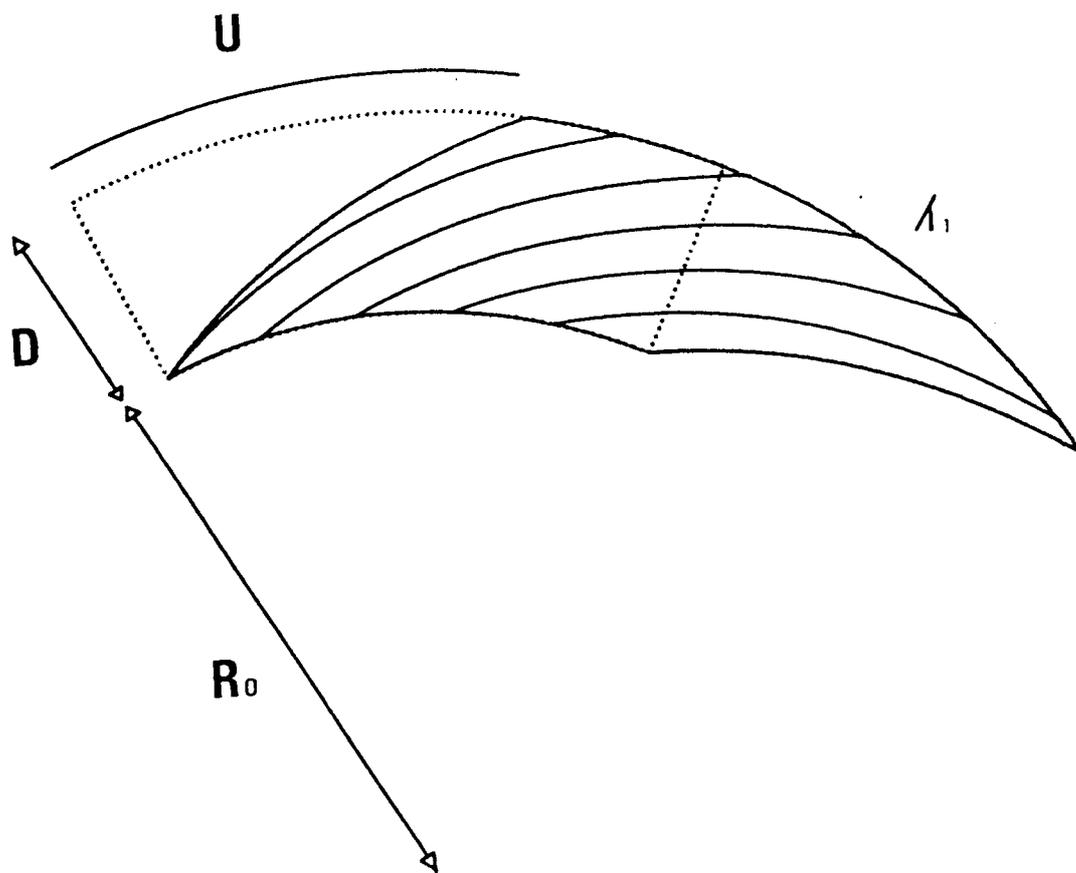


FIG. 45 Modèle de cisaillement annulaire.
 Le taux de cisaillement est constant radialement et tangentielllement. On note l'arcure des trajectoires.

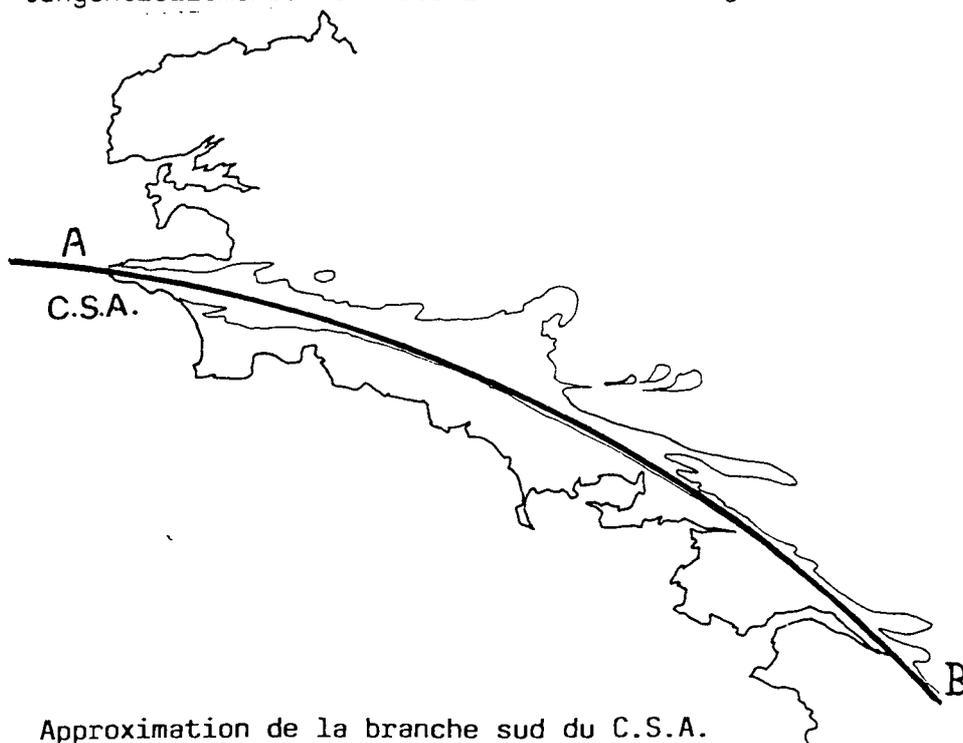


FIG. 46 Approximation de la branche sud du C.S.A. par un arc de cercle.

1.3.6 - Comparaison avec un cisaillement annulaire

L'analyse des trajectoires de schistosité suggère que la déformation totale de la région est proche d'un cisaillement simple transcurent dont la direction moyenne évolue en fonction de la branche Sud du cisaillement Sud armoricain.

a - Hypothèse

Pour tester cette hypothèse, et estimer des ordres de grandeur du taux de déformation moyen et des déplacements, on compare cette déformation globale à celle d'un cisaillement théorique se produisant le long d'un arc de cercle et que l'on appellera "cisaillement annulaire" (cf. annexe).

Pour conserver un modèle simple, on admet que le taux de cisaillement est défini, localement et pour un petit élément, par analogie avec le cisaillement simple, par: $\gamma = \tan \varphi$. D'autre part on suppose ce cisaillement constant dans les directions radiales et tangentielles (fig. 45a). Dans une déformation de ce type, les trajectoires de l'étirement principal sont courbes, de façon à conserver une obliquité constante avec la direction du cisaillement.

On observe ce type de relations en Bretagne centrale entre les directions des trajectoires de schistosité et la branche Sud du C.S.A., et ceci, à travers toute la région. De plus, le modèle de PERCEVAULT 1983 (fig. 32) montre également une géométrie courbe semblable à celle observée ici (fig. 45a).

Pour tenter la comparaison avec cet exemple théorique, on fait, en premier lieu, une approximation qui consiste à assimiler la branche Sud du C.S.A. à un arc de cercle parfait (fig. 46).

Remarque: ceci est une approximation que l'on suppose acceptable uniquement sur la partie armoricaine du cisaillement. En effet, ses prolongements sur le plateau continental vers l'Ouest, et sous la couverture sédimentaire du seuil du Poitou à l'Est deviennent plus rectilignes, ce qui interdit d'étendre cette approximation en dehors des limites considérées. Sur la région qui nous intéresse ici, cette approximation est essentiellement destinée à faciliter le calcul.

b - Evaluation d'un taux de cisaillement moyen

Ayant déterminé cette limite et en faisant l'hypothèse d'une direction de cisaillement régionale confondue avec la branche Sud du C.S.A., on calcule pour un taux de cisaillement quelconque, les orientations théoriques de l'étirement principal λ_1 . Ceci permet de calculer ensuite, pour chaque point initial de la fig. 33, l'écart angulaire existant entre la valeur d'orientation réellement mesurée et la direction théorique. En faisant ceci pour plusieurs valeurs du taux de cisaillement théorique ($\gamma = 1$ à 2), et en reportant la somme des écarts en fonction de (fig. 47a), on trouve un minimum pour $\gamma = 1.4$.

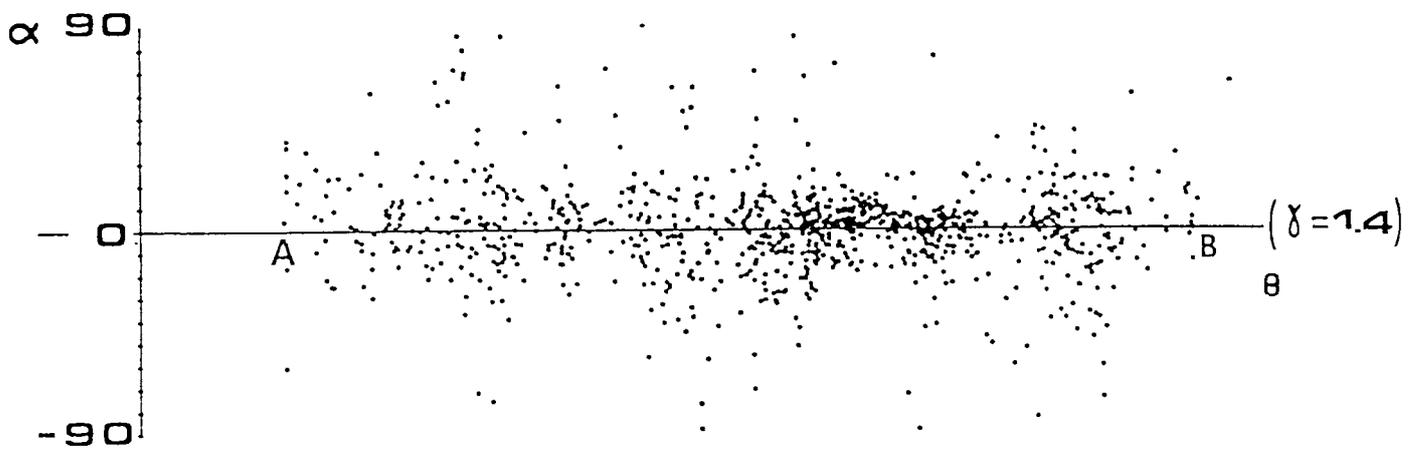
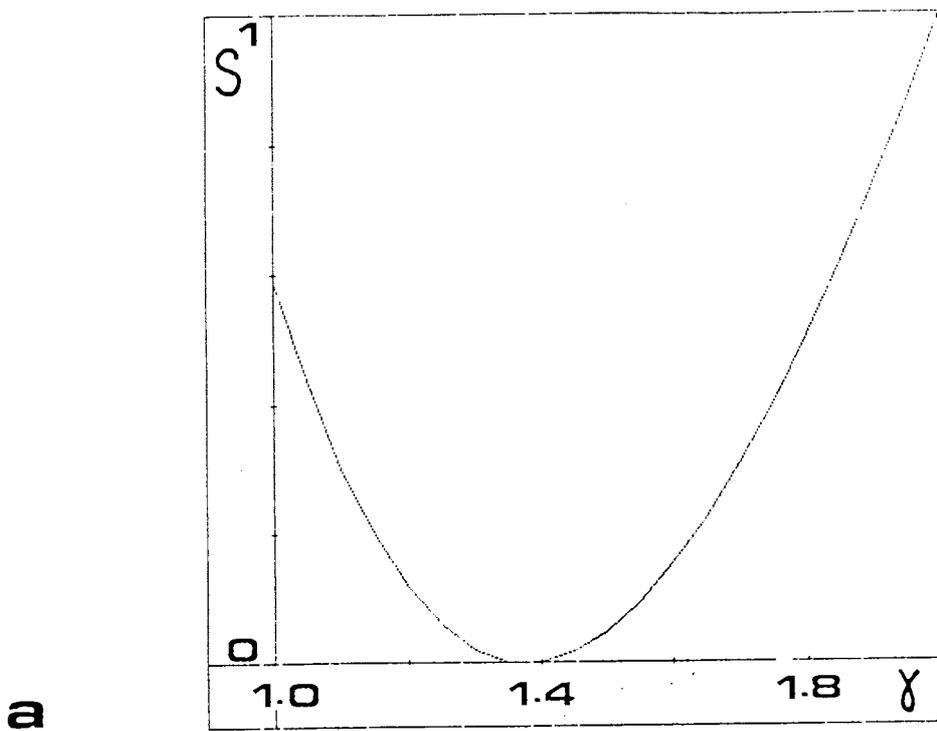


FIG. 47 Estimation d'un taux de cisaillement moyen.

a : correspond à une valeur théorique de cisaillement. S représente la somme des carrés des écarts entre les orientations réelles et la direction théorique correspondant à la valeur de 1.4

b : représente l'écart entre l'orientation mesurée en un point et la direction correspondant à un cisaillement thorique de $=1.4$.

Remarque: ceci ne signifie pas, en soi, que le cisaillement soit réellement constant mais simplement que la valeur de 1.4 est celle qui satisfait le mieux cette hypothèse. De plus, l'approximation d'un cisaillement moyen étant basée sur l'hypothèse d'un cisaillement homogène à grande échelle, ce résultat ignore l'importance des déformations aux limites (C.S.A. et C.N.A.) et ne concerne que le domaine centre armoricain proprement dit.

Le report, pour chaque point de mesure initial, de l'écart entre l'orientation de max mesurée et l'orientation idéale correspondant à un taux de $\gamma = 1.4$, en fonction de la distance le long de la zone de cisaillement (fig.47b), montre une dispersion assez régulière tout au long de la région, avec un groupement assez bon autour de la direction théorique. Ceci confirme que l'hypothèse du cisaillement annulaire, bien que relativement grossière, non seulement satisfait la tendance moyenne des données mais aussi possède à peu près partout la même validité à travers la région. Les points s'écartant le plus de la direction idéale correspondent aux directions très obliques liées aux perturbations induites par les granites, ainsi qu'aux données de l'extrémité ouest du bassin de Chateaulin. Enfin, le calcul des axes principaux correspondant à ce taux de cisaillement, permet de calculer le paramètre d'intensité (WATTERSON 1968) à $r=2.84$, valeur du même ordre de grandeur que celles calculées par LE THEOFF (1977) et situées entre $r=2.8$ et $r=3.2$.

La détermination d'un taux de cisaillement moyen permet d'estimer l'ordre de grandeur du déplacement de part et d'autre de la zone déformée. Dans une déformation de ce type, le déplacement U, est fonction de la largeur D, de la zone et du rayon intérieur R_0 (cf. annexe II):

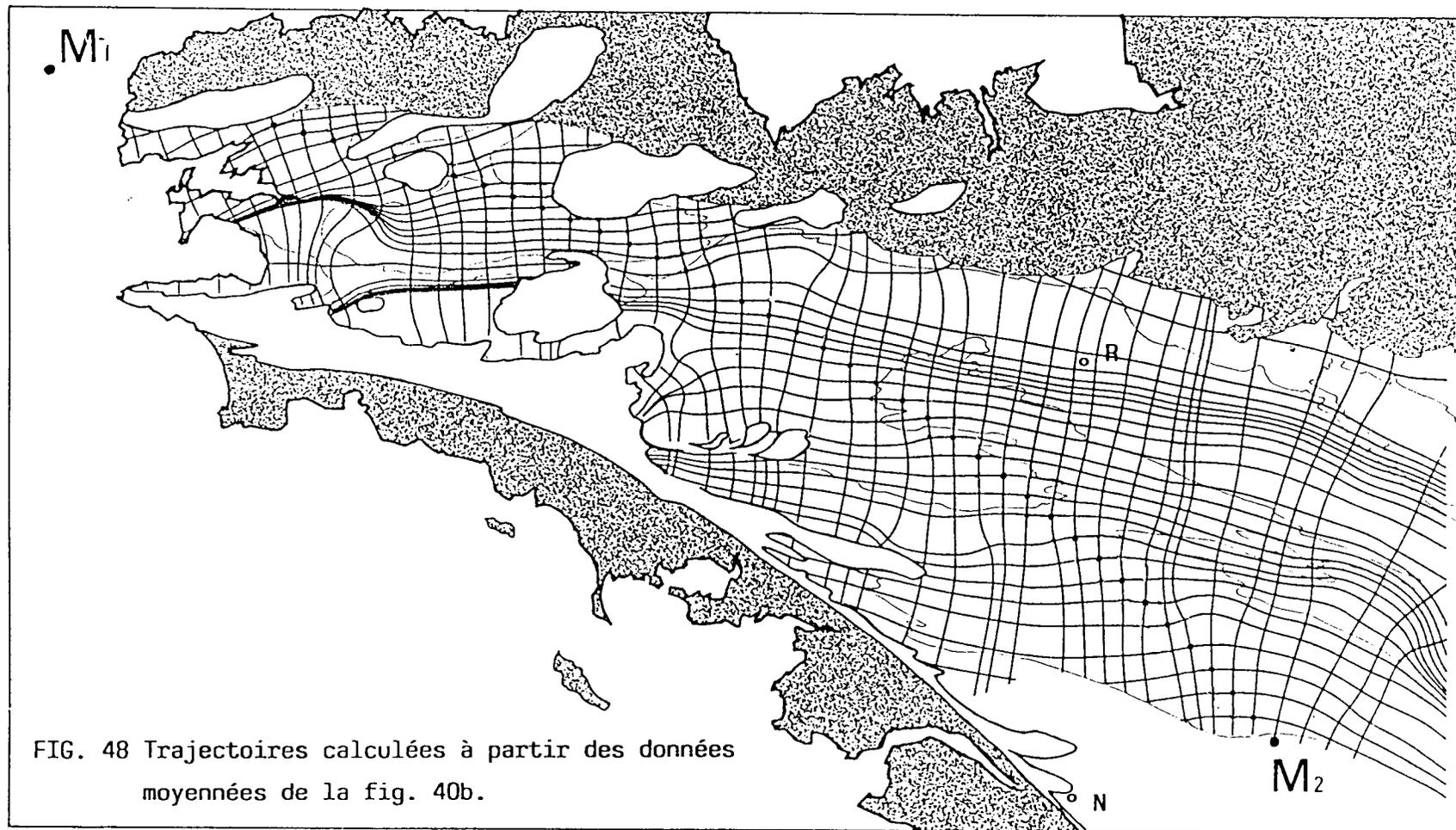
$$U=R \ln (R / R_0) \text{ avec } R = R_0 + D.$$

En considérant, pour la Bretagne centrale, une largeur comprise entre 70 et 100 Km et un rayon d'environ 380 Km pour la branche Sud du C.S.A., le déplacement relatif se situe entre 105 et 155 Km. La remarque faite plus haut concernant la validité du résultat pour le taux de cisaillement estimé à 1.4, s'applique ici aussi. On ne considère pas la déformation le long des limites Nord et Sud, Il s'agit donc d'un déplacement minimum auquel il faudrait ajouter les déplacements aux limites.

c - Utilisation des trajectoires de déformation

Dans le cas particulier du cisaillement simple, les trajectoires ont une propriété spécifique, qui peut être utilisée ici pour tester l'hypothèse d'un cisaillement le long d'une direction de cisaillement connue. Si la branche Sud du C.S.A. correspond à la direction du cisaillement régionale, cette propriété devrait être vérifiée pour cette hypothèse.

La première condition qui doit être remplie, est que le traçage démarre le long d'une direction parallèle à la direction du cisaillement, et suivant un intervalle régulier, comme c'est le cas entre les points M_1 et M_2 de la fig.49 b.



Le tracé est fait suivant les directions de l'étirement maximum 1 et du raccourcissement maximum 3.
 Le traçage démarre à intervalles réguliers (points) situés le long d'un arc de cercle entre M_1 et M_2 .

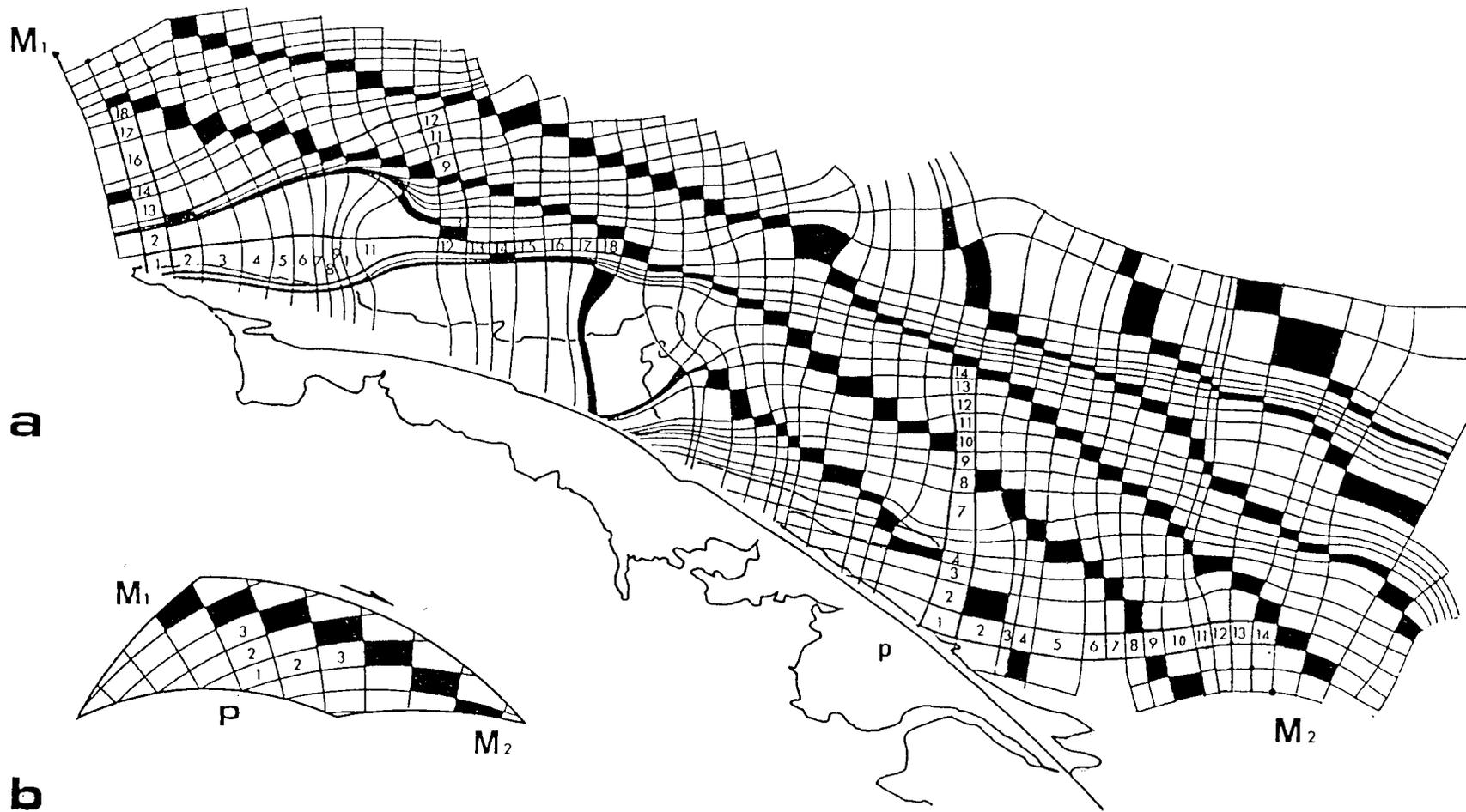


FIG. 49 Test des propriétés des trajectoires de déformation pour le cas particulier d'un cisaillement simple.
(voir texte)

Le tracé des deux directions λ_1 et λ_3 définit alors un réseau curviligne formé d'éléments quasi-rectangulaires. La particularité que l'on doit observer dans le cas d'un cisaillement simple, est la suivante:

- pour un point P quelconque situé sur la limite du domaine déformé, on doit observer le même nombre d'éléments, entre ce point et une direction parallèle au cisaillement, le long de λ_1 que de λ_3 (fig.49b).

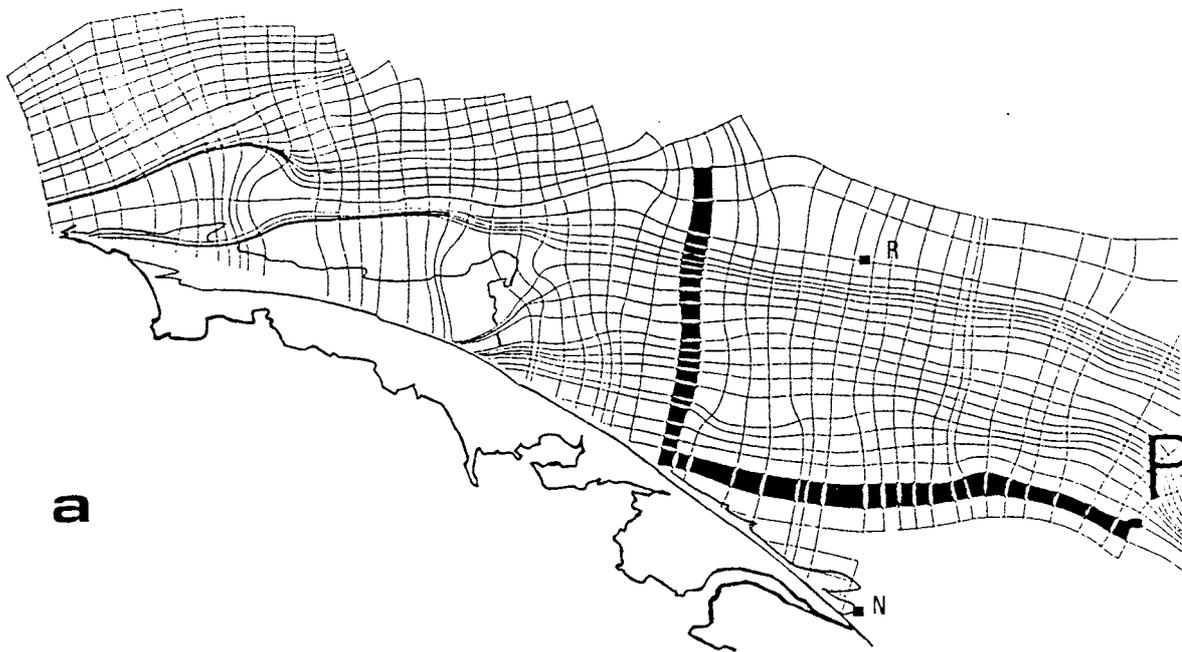
Pour vérifier cette propriété, dans le cas du domaine centre-armoricain, on construit les deux réseaux de trajectoires λ_1 et λ_3 , correspondant aux données moyennées de la fig.49b. On impose le démarrage du traçage à partir de points situés à intervalles réguliers le long d'un arc de cercle concentrique par rapport à la branche Sud du C.S.A. (fig.48). Le parallélisme entre cette zone de cisaillement et le démarrage du traçage étant ainsi assuré, on peut vérifier que pour un point quelconque situé sur la branche Sud du C.S.A., on retrouve le même nombre d'éléments entre ce point et une direction parallèle à la zone de cisaillement, suivant λ_1 et λ_3 (fig.49a).

En utilisant la propriété de symétrie des trajectoires de déformation dans le cas du cisaillement simple, on peut également estimer le déplacement de façon directe, simplement en dessinant l'image inverse d'un segment de trajectoires (fig.50). En faisant ceci sur le secteur est de la région, on obtient un déplacement d'environ 80 km, pour une largeur à peu près identique, ce qui revient dans ce secteur à un taux moyen proche de $\gamma=1$. Cette valeur est moins forte que celle calculée précédemment ($\gamma=1.4$) mais correspond à un secteur plus localisé, ce qui souligne que le cisaillement régional n'est pas rigoureusement constant à travers la région.

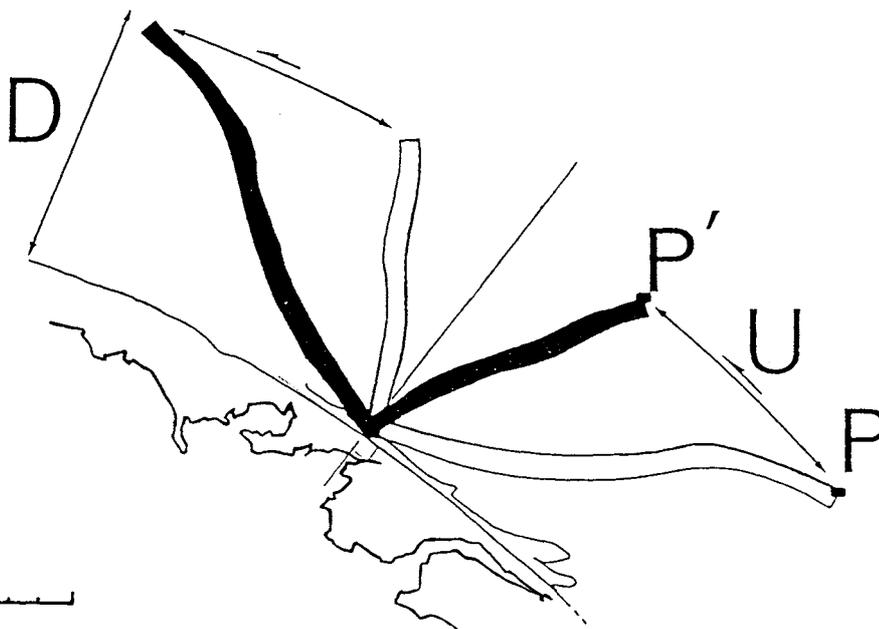
Enfin, on a tracé les trajectoires de déformation d'un cisaillement annulaire hypothétique, à l'échelle du domaine centre armoricain et correspondant à $\gamma=1.4$ (fig.51).

d - Critique du modèle

On n'a pas tenu compte, dans ce raisonnement, d'une éventuelle composante de raccourcissement Nord-Sud mise en évidence par ailleurs (PERCEVAULT 1983) mais impossible à déterminer avec les seules trajectoires de déformation. Quoique probablement faible, elle est susceptible d'affecter la géométrie finie des trajectoires et d'exagérer le cisaillement apparent. D'autre part, il n'a pas non plus été tenu compte de la déformation cassante. Or, il existe dans toute cette région et même à une échelle beaucoup plus importante, un réseau de fracturation, post-hercynien, orienté globalement N-130 à N-150 (fig.44) (LEFORT 1975; VIGNERESSE 1978) et dont la composante décrochante serait essentiellement de sens dextre (LEFORT comm. pers.) mais les déplacements sont pour le moment inconnus. Relativement bien carté à terre, ce réseau a aussi été reconnu en mer et son étendue géographique est assez grande. Bien que les déplacements qu'il induit soient localement faibles, ce réseau de failles peut avoir affecté de façon significative le champ de déformation hercynien. Ceci illustre une des limites de l'analyse des trajectoires de déformation finie.



a



b

FIG. 50 Estimation d'un déplacement à l'aide des trajectoires de déformation. On utilise la propriété de symétrie des trajectoires de déformation valable dans le cas du cisaillement simple.

a : on considère un segment de trajectoires suivant 1 et 3.

b : la simple inversion de ce segment correspond à sa géométrie initiale avant déformation.

D largeur de la zone cisailée, U déplacement entre P et P'.

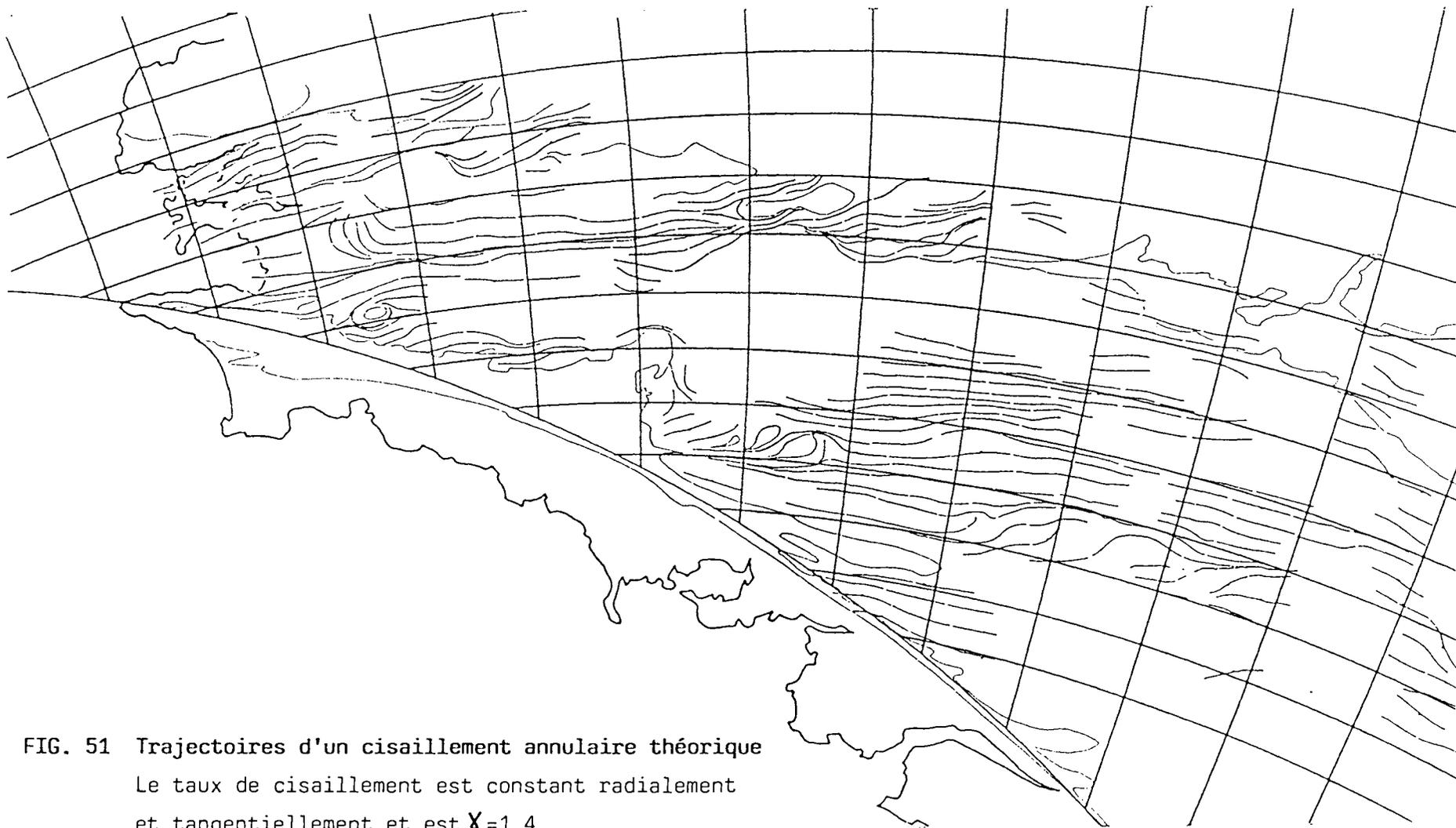


FIG. 51 Trajectoires d'un cisaillement annulaire théorique

Le taux de cisaillement est constant radialement
et tangentiellment et est $\gamma=1.4$.

Les trajectoires de schistosité construites à partir de la totalité des données initiales, sont également
figurées par surimposition. ceci permet de constater la bonne corrélation avec le cisaillement annulaire.

1.4 Conclusions

L'analyse des trajectoires de schistosité, assimilées ici aux trajectoires de déformation, montre les points suivant:

- la géométrie d'ensemble des trajectoires est compatible avec l'hypothèse d'un cisaillement transcurrent de l'ensemble de la région. Leur régularité laisse, par ailleurs, supposer que ce cisaillement est relativement homogène sur la majeure partie du domaine.

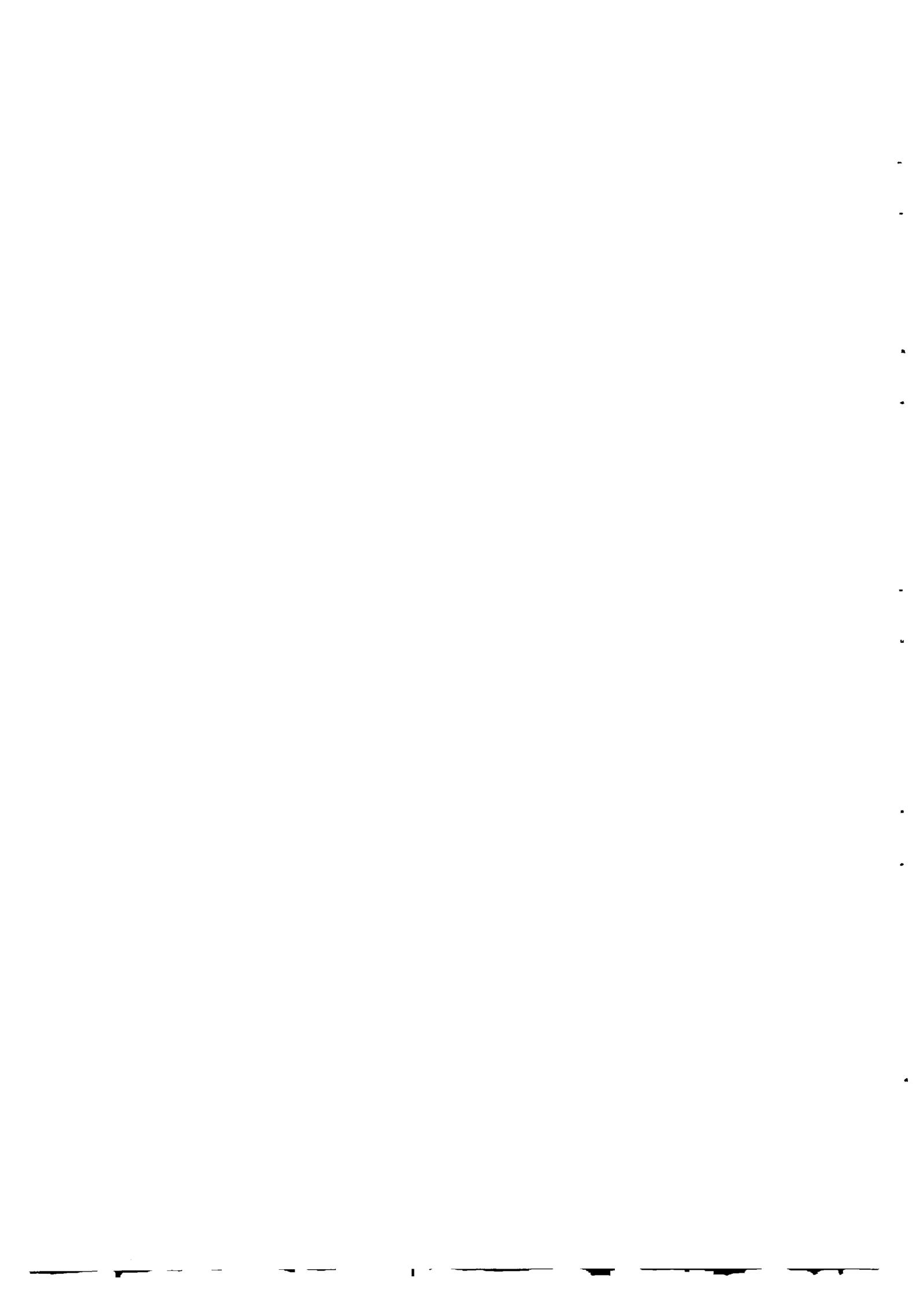
- les perturbations localisées, à proximité des plutons granitiques (points triples), indiquent le synchronisme entre leur mise en place et la déformation régionale.

- enfin, la courbure des trajectoires à grande échelle ainsi que leur obliquité quasi-constante vis-à-vis de la branche Sud du cisaillement Sud-armoricain suggère que cette zone de cisaillement intense contrôle la direction moyenne du cisaillement régional. Les propriétés des trajectoires, spécifiques dans le cas particulier du cisaillement simple, confirment cette hypothèse. Ceci a permis de proposer un modèle de cisaillement majeur dont la direction varie suivant un arc de cercle.

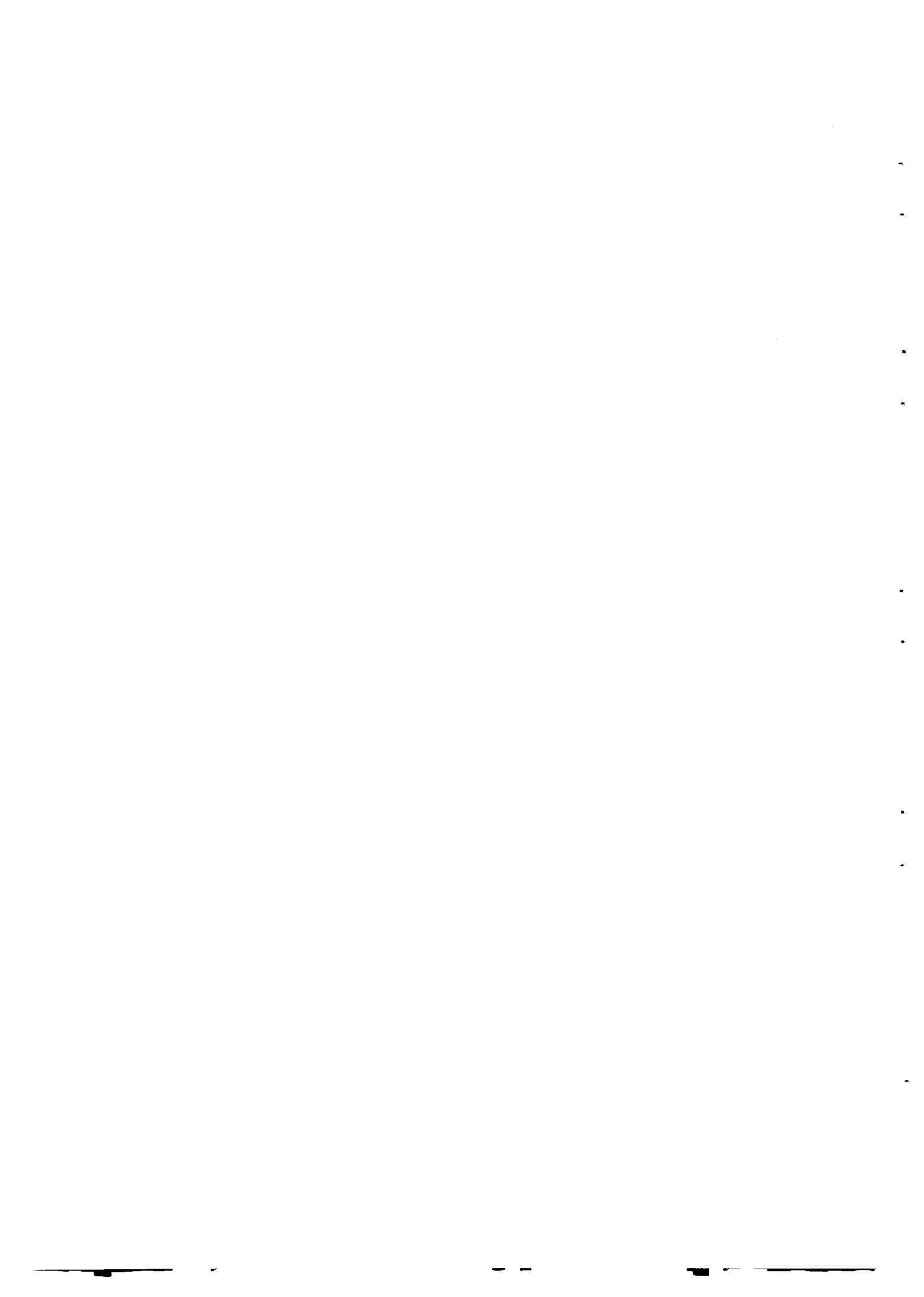
Cette hypothèse a également permis d'estimer un taux de cisaillement moyen compris entre $\gamma=1$ et $\gamma=1.4.$, ce qui correspond, compte tenu de la largeur de la région à un déplacement relatif de l'ordre d'une centaine de kilomètres.

D'un point de vue méthodologique, si l'on considère que la mise en évidence d'une composante de cisaillement transcurrent n'a pu être faite que localement, et n'a parfois pas été possible, à l'aide des seuls critères microstructuraux, cet exemple illustre l'intérêt de l'analyse des trajectoires de déformation à grande échelle. En revanche, une éventuelle composante de raccourcissement coaxial Nord-Sud est impossible à estimer à l'aide des seules trajectoires. De plus, une fracturation régionale tardive, post-hercynienne, est susceptible d'avoir modifié la géométrie finie des trajectoires sans que l'on puisse pour le moment apprécier l'importance de ses effets.

La méthode d'interpolation basée sur les séries de fonction quadratique a permis de construire une carte de trajectoires précise grâce à l'utilisation d'un programme interactif. Le traçage automatique s'est révélé moins bien adapté au dessin des trajectoires dans le cas de champs de déformation complexes. De plus il semble susceptible, dans certains cas, de créer des artéfacts.



II LE DOMAINE PENNIQUE DES ALPES CENTRALES



2.1 Introduction

L'analyse des trajectoires de déformation, dans les Alpes a déjà fait l'objet de synthèses à grande échelle, notamment dans les Alpes occidentales où deux approches complémentaires ont été proposées.

Considérées dans leur globalité, les trajectoires de linéation, généralement associées à des critères de cisaillement tangentiels, traduisent principalement un mouvement général de chevauchement vers l'Ouest (MALAVIEILLE & al. 1984), au moins pour la partie occidentale de l'arc alpin. Plus récemment, CHOUKROUNE et al.(1986) distinguent plusieurs générations de linéations dont les orientations différentes traduisent un changement de direction des chevauchements de Sud-Nord à Est-Ouest.

Dans l'exemple considéré ici, on s'intéresse à une zone située à l'extrémité Nord des Alpes occidentales, le domaine pennique des Alpes centrales. Dans cette étude, on reporte en carte les directions de la linéation d'étirement et on construit les trajectoires correspondantes. On étudie leur géométrie finie en faisant différentes hypothèses. Par ailleurs, ceci permet de détailler l'approche méthodologique sur un exemple naturel complexe.

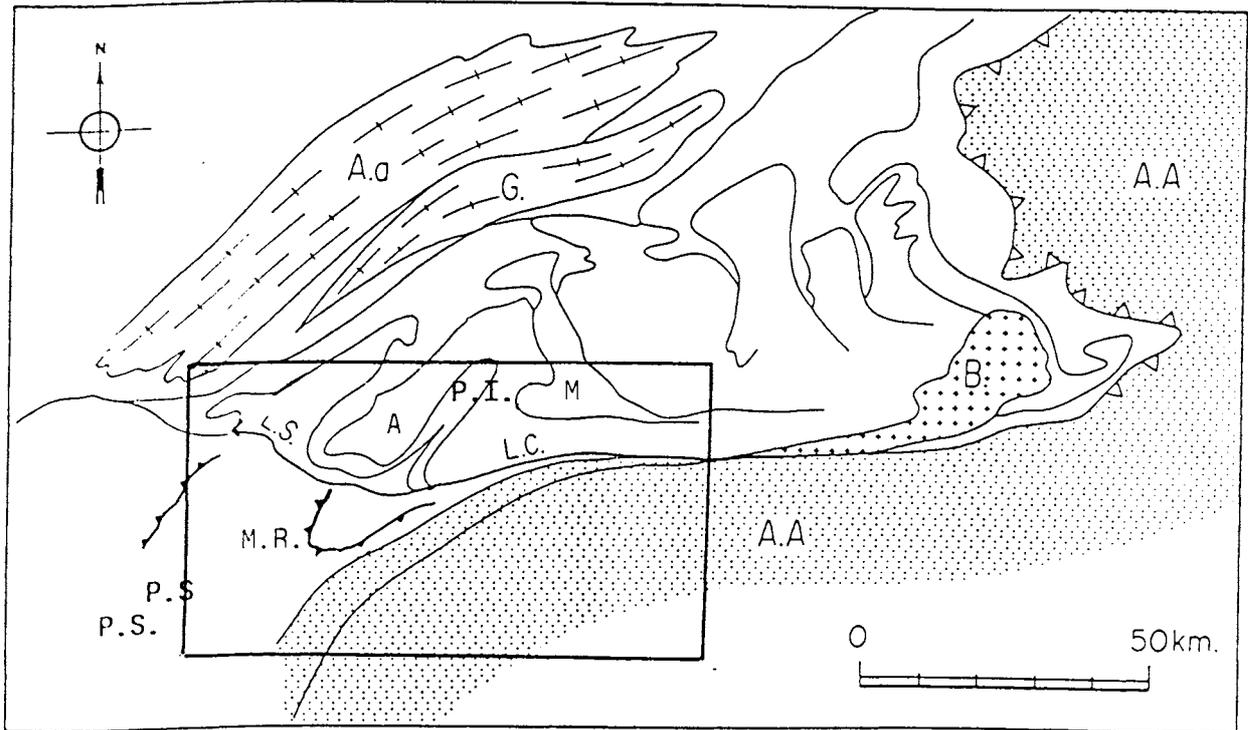


FIG. 52 Carte schématique des Alpes centrales (tirée de Merle, 1987).

A.A. Austro-Alpin, B granitoïde alpin de Bergell, A.a et G massifs cristallins externes de l'Aar et du Gothard.

L.S. ligne du Simplon, L.C. ligne de Centovalli

P.S. nappes penniques supérieures, M.R. Mont Rose

P.I nappes penniques inférieures, A nappe d'antigorio, M nappe de Maggia

Encadré: secteur étudié

2.2 Le contexte géologique

Le domaine pennique des Alpes centrales est principalement constitué par un empilement de nappes de socle (orthogneiss et paragneiss paléozoïques) ayant subi une déformation et un métamorphisme alpin polyphasé (SCHMIDT & PREISWERK 1908). Actuellement, au moins deux épisodes de déformation pénétrative sont observables (STECK 1980, 1984), notamment dans la partie occidentale des Alpes lépontines et ont fait l'objet d'une étude récente (MERLE 1987).

Un premier épisode de déformation, D1, est caractérisé par une schistosité pénétrative généralement peu pentée, sauf dans le secteur Sud et sur la bordure Ouest de la nappe de Maggia. Une linéation d'étirement lui est associée. Celle-ci est généralement proche de l'horizontale ou plonge faiblement vers l'Est à l'exception d'une zone, localisée, à proximité de Bellinzona, où elle devient assez brutalement verticale (voir carte fig. 53). Cette linéation se marque le plus souvent par un étirement macroscopique de la roche se traduisant par une linéation d'agrégats (au sens de NICOLAS 1984, p.81), très visible sur la plupart des affleurements (COBBOLD & al. 1985). On rencontre également une linéation d'allongement minéral, matérialisée par des baguettes d'amphibole, des amas de biotite ou des zones abritées autour de grenats (MERLE 1987).

Des critères de cisaillement, de très petite échelle (schistosité sigmoïde et zones abritées dissymétriques) traduisent un cisaillement tangentiel, variant de Nord-Ouest dans la partie occidentale à Nord dans le Val Leventina (MERLE and COBBOLD 1986).

Il n'existe que peu de données quantitatives sur l'ellipsoïde de déformation finie. Lorsqu'elle est mesurée, la déformation apparaît généralement très intense (rapports axiaux pouvant atteindre 1/3 > 20, STECK, 1980) et très hétérogène dans le détail (MILNES 1974).

Les paragenèses métamorphiques associées à cette déformation sont celles du faciès amphibolite classiquement reconnu dans les Alpes centrales (FREY & al. 1980). Par comparaison avec la déformation majeure décrite dans le Mont-Rose (LACASSIN 1984; LACASSIN & MATTAUER 1985), cette déformation D1 est considérée comme globalement contemporaine du premier épisode thermique lépontin (MERLE 1987), daté aux alentours de 40 M.A. (HUNZIKER 1970, 1974; JAGER 1973). Toutefois, les isogrades métamorphiques, recoupant les nappes sans décalage apparent, les cisaillements tangentiels qui les affectent apparaissent antérieurs au pic métamorphique lépontin (STRECKEISEN & WENK 1974; FRANCK 1983). D'autre part, leur première mise en place est actuellement considérée comme contemporaine d'un épisode éo-alpin daté du Crétacé supérieur (ERNST, 1973; TRUMPY 1980).

Sur la bordure Sud du domaine, à proximité de la ligne insubrienne, qui marque la limite entre les plaques européenne et Sud alpine, la schistosité devient rapidement verticale et la linéation d'étirement est maintenant orientée Est-Ouest. Des critères de cisaillement associés à l'épisode métamorphique de haute température (MERLE 1987; COBBOLD & al 1985) indiquent un cisaillement transcurrent dextre. Au niveau de la ligne insubrienne, ZINGG & SCHMID (1983) décrivent des mylonites formées dans les conditions du faciès schiste vert et associées

à un mouvement cisailant dextre et attribuées à un épisode tardif du métamorphisme régional. Ces mouvements sont à relier au déplacement vers l'Ouest de la plaque Sud alpine à cette époque (CHOUKROUNE & al. 1986; MALAVIEILLE & al. 1984).

Une deuxième déformation pénétrative, associée à un épisode métamorphique intermédiaire entre les faciès amphibolite et schiste vert, est observée dans la partie occidentale de la région (MANCKTELOW 1985; MERLE & al, 1986; MANCEL & MERLE 1987; MERLE 1987). Elle réutilise les plans de foliation de l'épisode précédent et se caractérise par une linéation d'étirement oblique sur la précédente, par des plis de toutes échelles déversés vers le Sud-Ouest et par des critères de cisaillement tangentiels, dans le même sens. Cette déformation est plus intense au niveau de la ligne du Simplon et est actuellement interprétée comme le résultat d'un étalement gravitaire vers le Sud-Ouest, tardif par rapport à la déformation D1 et consécutif à la création de reliefs plus au Nord (MERLE 1987).

Enfin, plusieurs phases de plissement tardives, généralement sans déformation pénétrative associée, recoupent les déformations précédentes (HUBER & al. 1980). Elle s'accompagnent au niveau de la ligne du Simplon par une fracturation en faille normale, à composante de décrochement senestre, qui a pour effet d'abaisser le compartiment Ouest par rapport aux Alpes centrales (MANCEL & MERLE 1986).

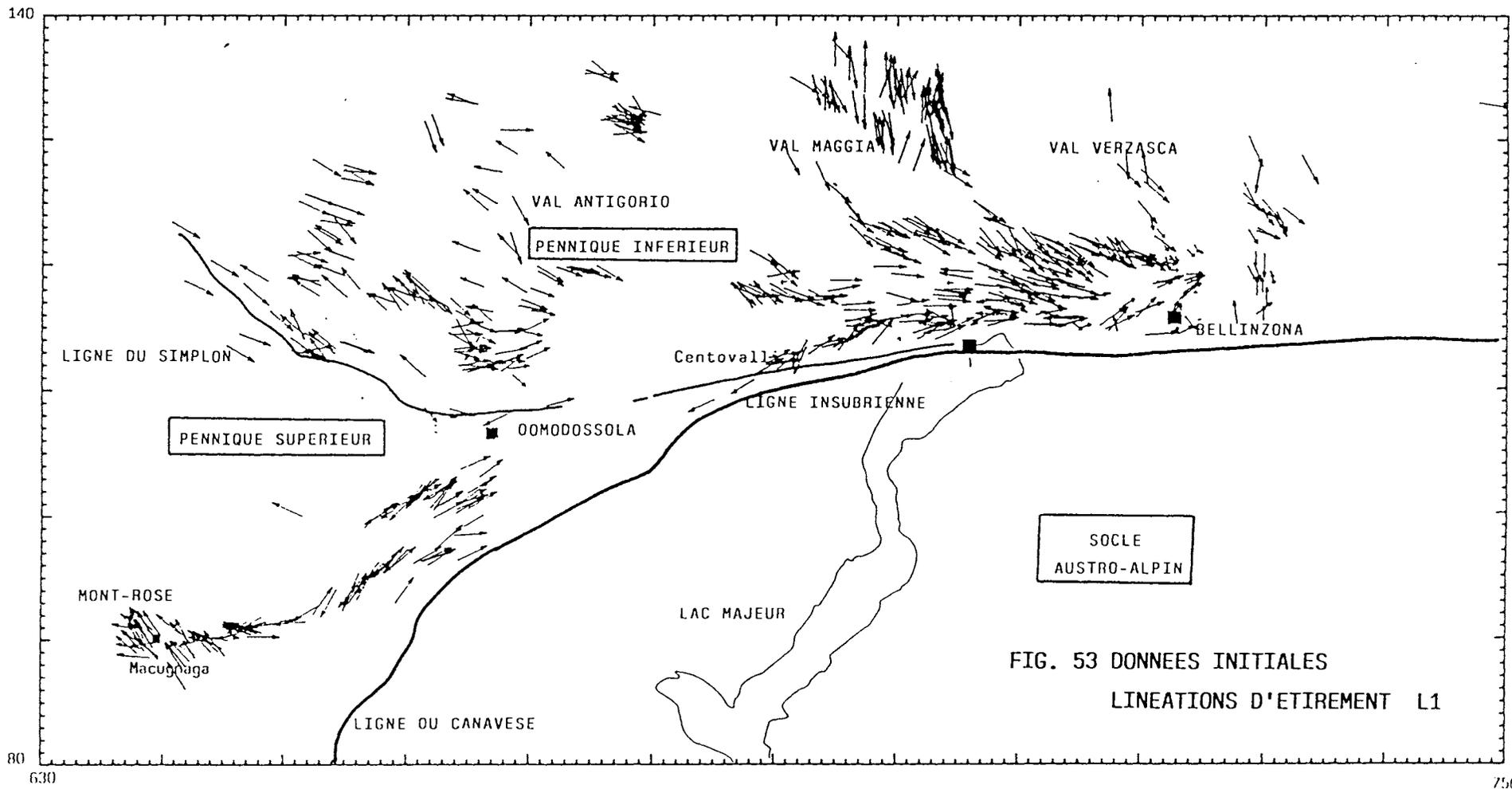


FIG. 53 DONNEES INITIALES
LINEATIONS D'ETIREMENT L1

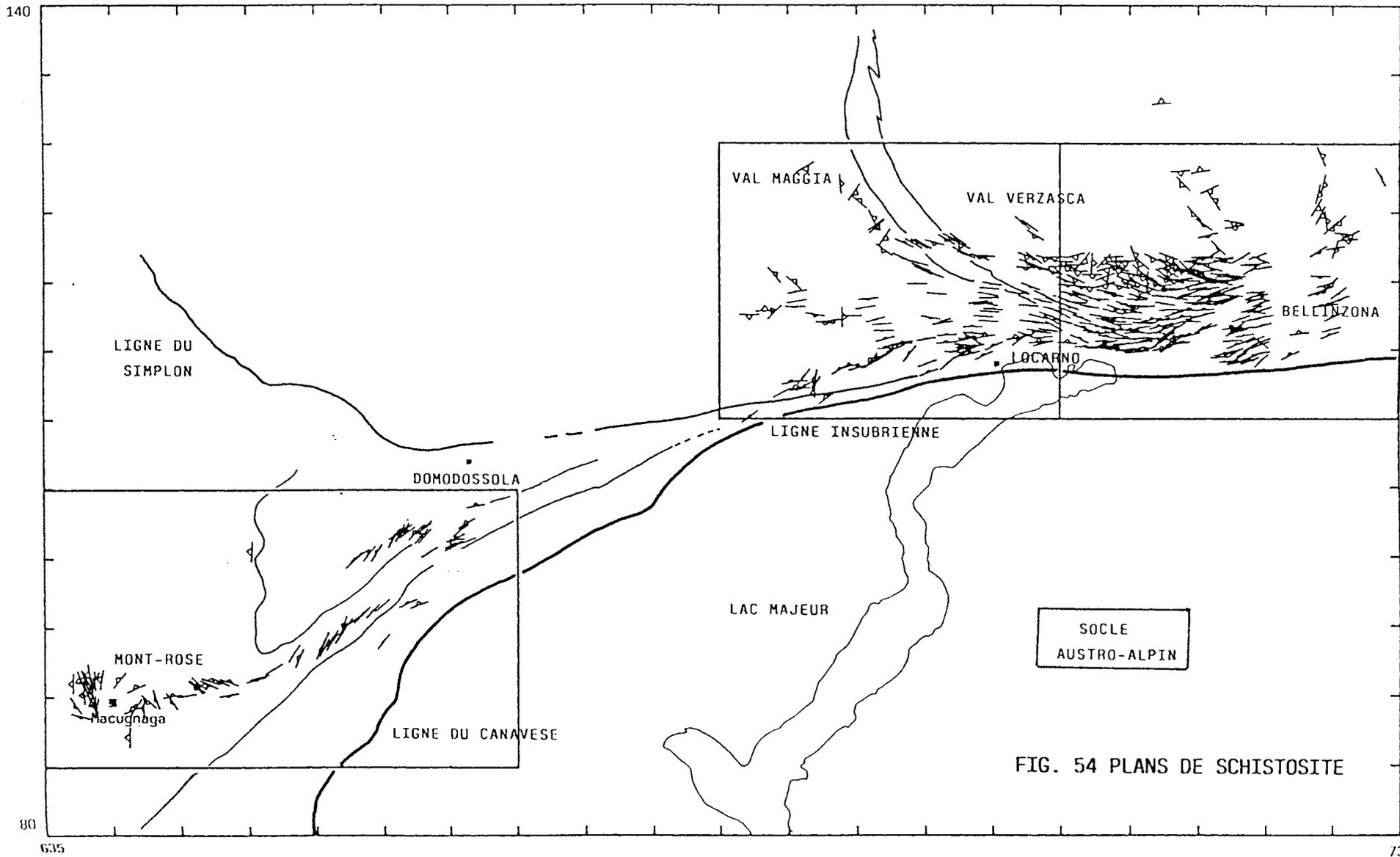


FIG. 54 PLANS DE SCHISTOSITE

2.3 Analyse des trajectoires de déformation

2.3.1 Les données

- Source

Les données disponibles sont essentiellement représentées par des mesures de plans de schistosité ou de foliation et des mesures de linéations d'étirement.

Les données relatives à la schistosité sont moins abondantes que celle concernant les linéations et sont essentiellement regroupées au niveau de la racine du Mont-Rose et au Nord du Lac Majeur (fig. 54). Du fait de cette répartition trop inégale, elles ne seront pratiquement pas utilisées. On retiendra simplement que dans ces zones, la schistosité est très verticale, alors que dans l'ensemble de la région, elle est, généralement, faiblement pentée.

Les données concernant les linéations d'étirement sont plus nombreuses et beaucoup mieux réparties. Ce sont elles qui vont être utilisées ici. Elles sont issues des travaux suivant: WENK (1954); COBBOLD, données non publiées; MERLE (1987); (MERLE & al. 1986); LEGAL (1985); MANCEL (1985); DANIEL (1986).

IL s'agit dans tous les cas de données ponctuelles. L'ensemble des données a été reporté sur la carte topographique de la Suisse au 1:50 000, et leur coordonnées mesurées dans ce repère. Les coordonnées, directions, pendages et numéros de sites sont donnés dans l'annexe IV.

- Signification des données

Dans certains secteurs, la superposition de deux familles de linéations d'étirement pose le problème de la définition de la déformation totale. Par définition, il ne peut exister qu'une seule direction principale d'étirement fini en un point. Quand on observe deux linéations d'orientation différente, sur le terrain, seules des hypothèses sur la signification de ces linéations, en fonction de leur type, permettent d'établir une hiérarchie entre elles.

En zone pennique, lorsque les linéations L1 et L2 sont visibles sur même affleurement, la L1 est généralement une linéation d'agrégat tandis que la L2 est représentée uniquement dans certains niveaux localisés. En revanche lorsque la L2 devient une linéation d'agrégat, elle a tendance à oblitérer la linéation L1. Dans l'analyse qui suit, lorsqu'une linéation est essentiellement une linéation d'agrégat, on fera l'approximation qui consiste à l'assimiler à la direction majeure de la déformation totale.

La majorité des données recueillies ici représente des linéations d'agrégat, au moins en ce qui concerne la linéation L1, les trajectoires de cette linéation seront donc assimilées aux trajectoires de la déformation totale. On va toutefois distinguer les deux familles principales de linéations et tracer pour chacune leur trajectoires respectives.

2.3.2 Procédure analytique

a - le maillage:

Les trajectoires de linéation sont tracées pour les deux champs de déformation D1 et D2. Le nombre des données étant élevé (environ 600, pour la linéation 1), on a procédé, comme pour la Bretagne centrale à un moyennage préalable au noeuds d'une grille à maille carrée.

Le moyennage a l'avantage de réduire notablement le nombre de points à traiter ce qui permet de réduire également les temps de calcul et de traçage. De plus, il assure une meilleure homogénéité dans la répartition des points. Enfin, il procure un filtrage efficace des petites variations dues aux imprécisions sur les mesures.

Comme dans le chapitre précédent, on assimile les données de linéation à des vecteurs unitaires. Au centre de chaque maille, on affecte la direction et le plongement déduite du vecteur correspondant à la moyenne géométrique des linéations se trouvant dans cette maille.

Ceci est fait pour la population des linéations L1, suivant suivant trois maillages successifs, la taille de la maille prenant respectivement 2, 3 et 5 km de côté. Les données correspondantes sont représentées par les cartes 57a, 58a et 59a. Le moyennage provoque nécessairement des simplifications et parfois des artéfacts. De manière à envisager ce point, on a également procédé à un doublage du moyennage de maille égale à 5 Km. Ceci simplement en décalant la grille d'une distance égale à 2.5 Km par rapport à la précédente. Ce second moyennage est représenté sur la fig. 6a. Par comparaison avec la fig. 59a. Ceci permet de constater l'existence de légères différences entre ces deux grilles, notamment au nord de la zone de Maggia, ainsi qu'immédiatement à l'Ouest de Locarno et dans les données proches du Mont-Rose. Toutefois ces différences apparaissent assez négligeables.

Enfin, le champ D2, ayant été étudié en détail par MERLE (1987) n'est représenté ici que sur la fig. 60b, sous la forme d'un moyennage dont la maille a un côté égal à 5 Km.

Remarque: Le fait de multiplier ainsi les maillages, pour les données du champ D1, peut sembler un peu redondant. En fait, la technique ayant été volontairement conservée simple (facilité de programmation et d'utilisation, rapidité du calcul et du traçage etc...), le choix d'une dimension, pour la maille d'une grille, est nécessairement arbitraire. Il m'a donc semblé important d'envisager, à priori, plusieurs possibilités. Cette approche est très empirique, mais elle permet d'apprécier les éventuelles différences entre ces cartes ou au contraire la bonne régularité des résultats.

b - le traçage:

Le traçage est réalisé de façon entièrement automatique pour les fig. 57b, 58b, 59b et 60b, et de façon interactive pour la fig. 56. Ce dernier a été effectué, à partir des données de la fig. 56, à l'aide d'un programme permettant de calculer et de figurer le plongement théorique le long d'une trajectoire donnée.

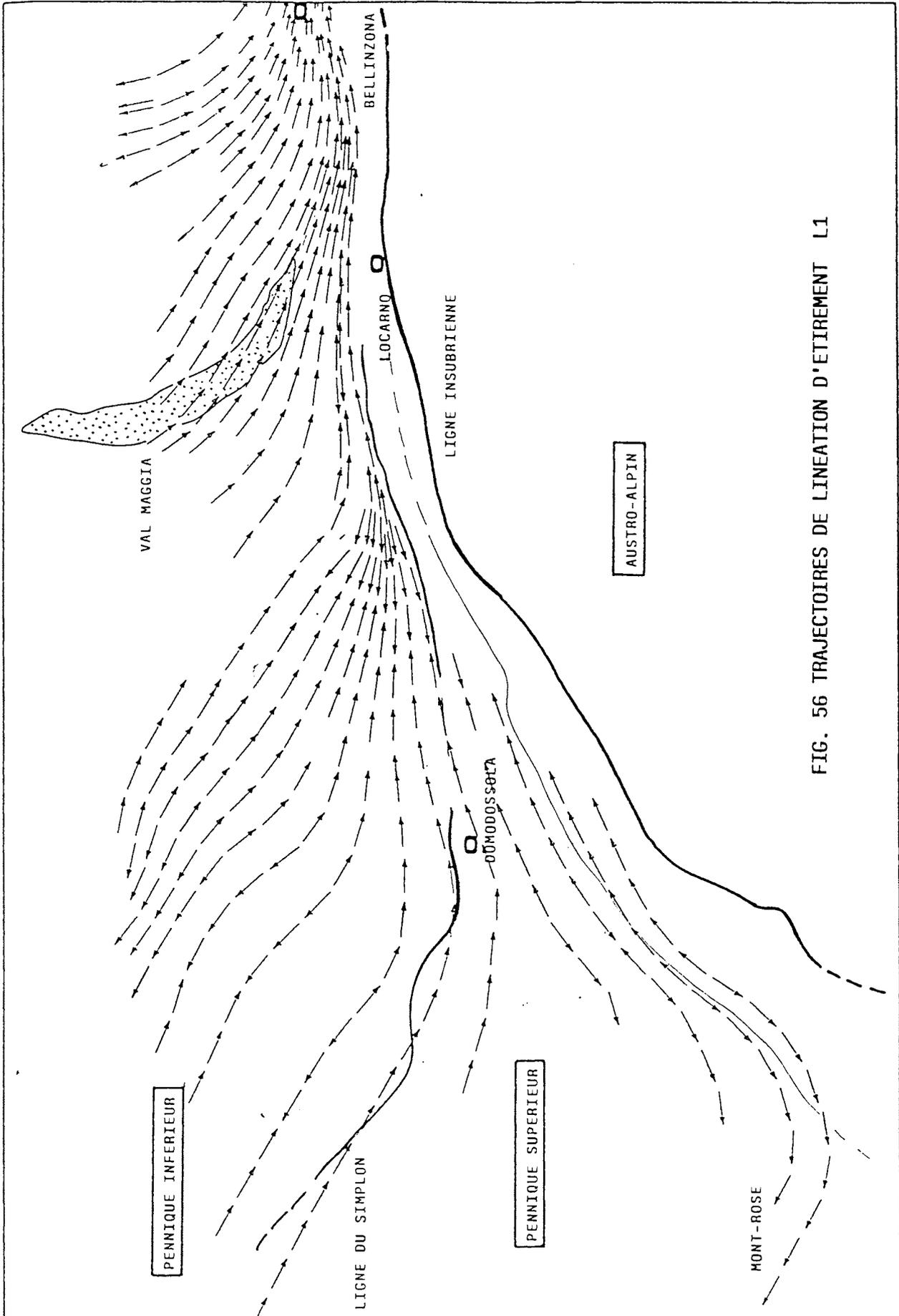
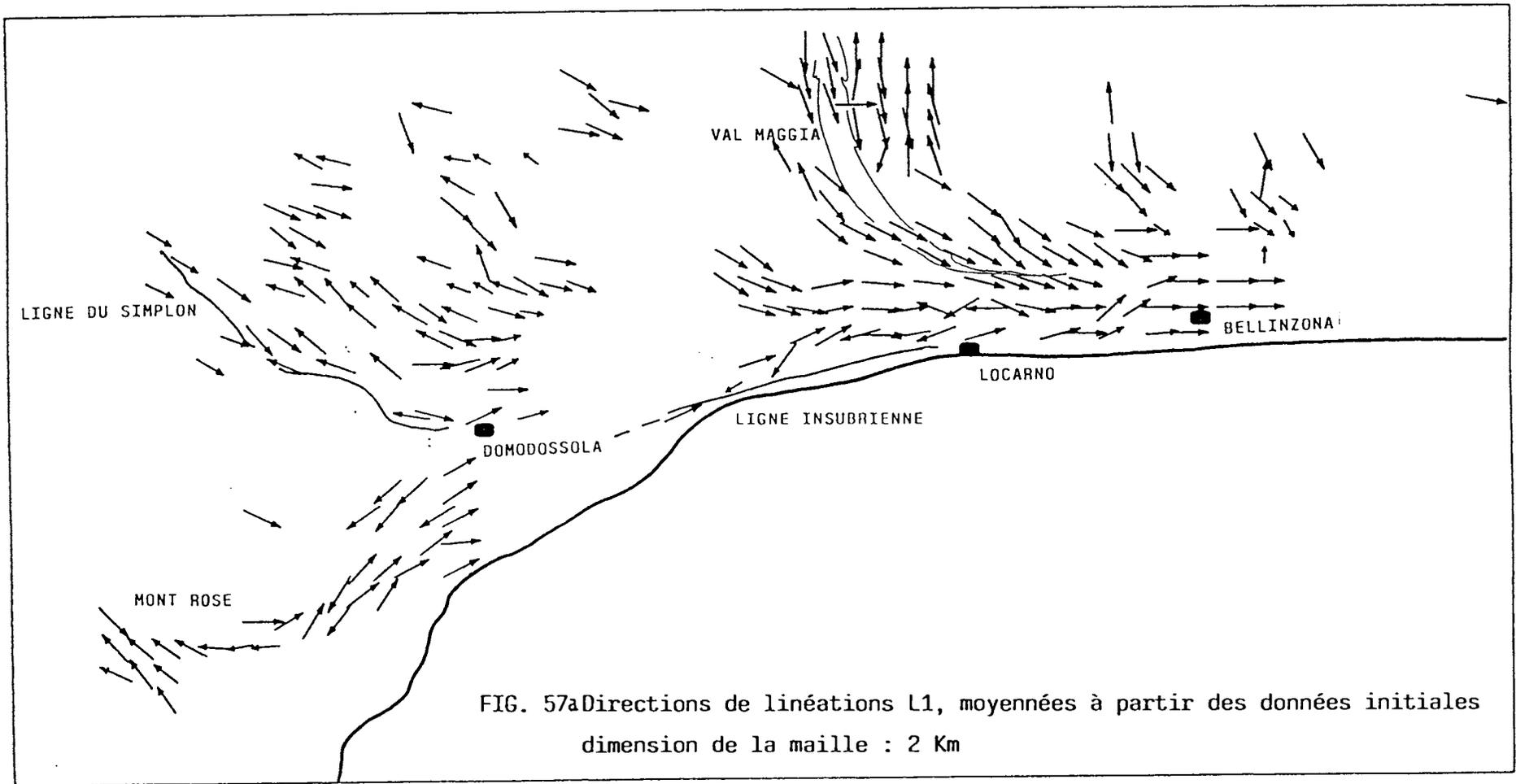
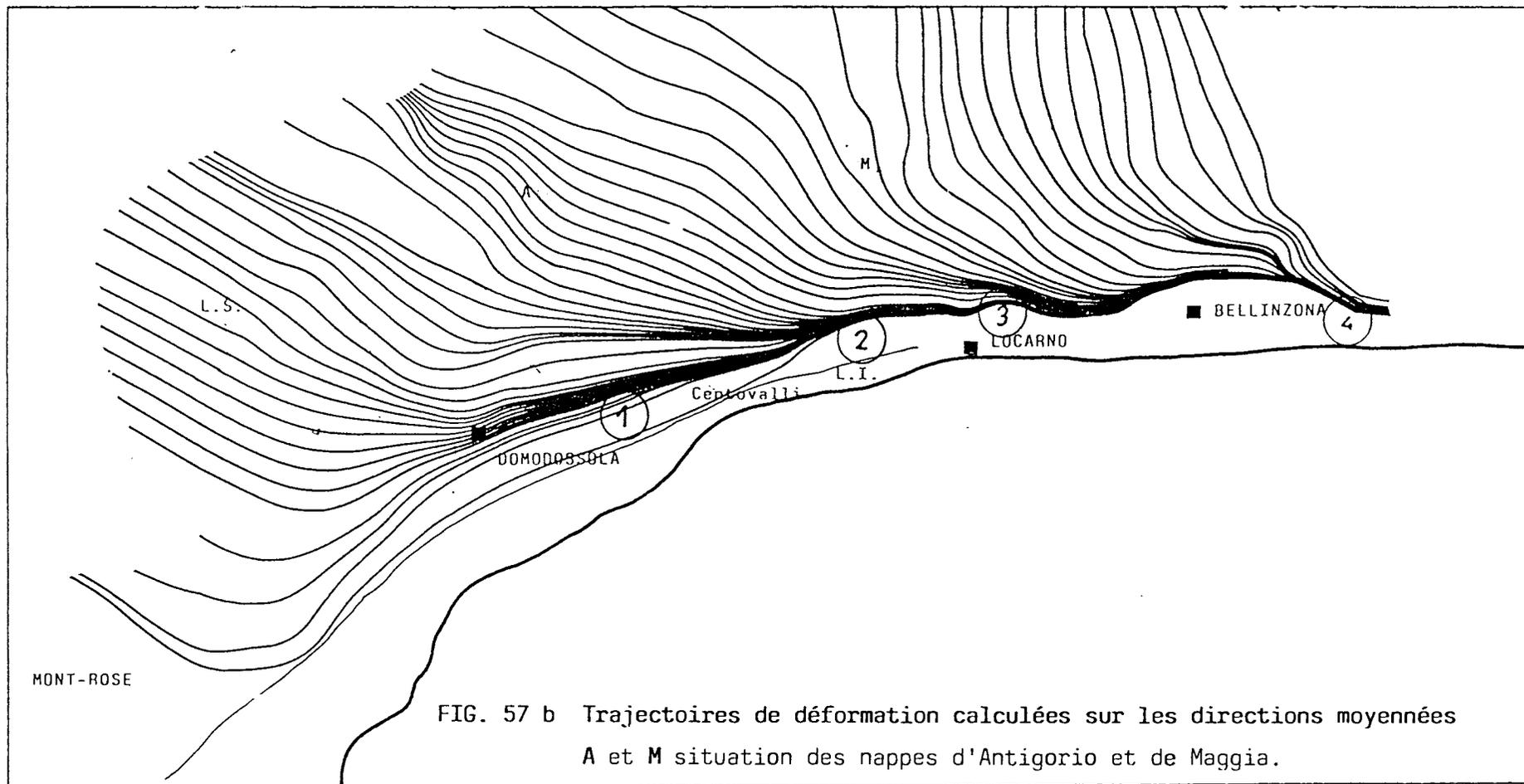


FIG. 56 TRAJECTOIRES DE LINEATION D'ETIREMENT L1





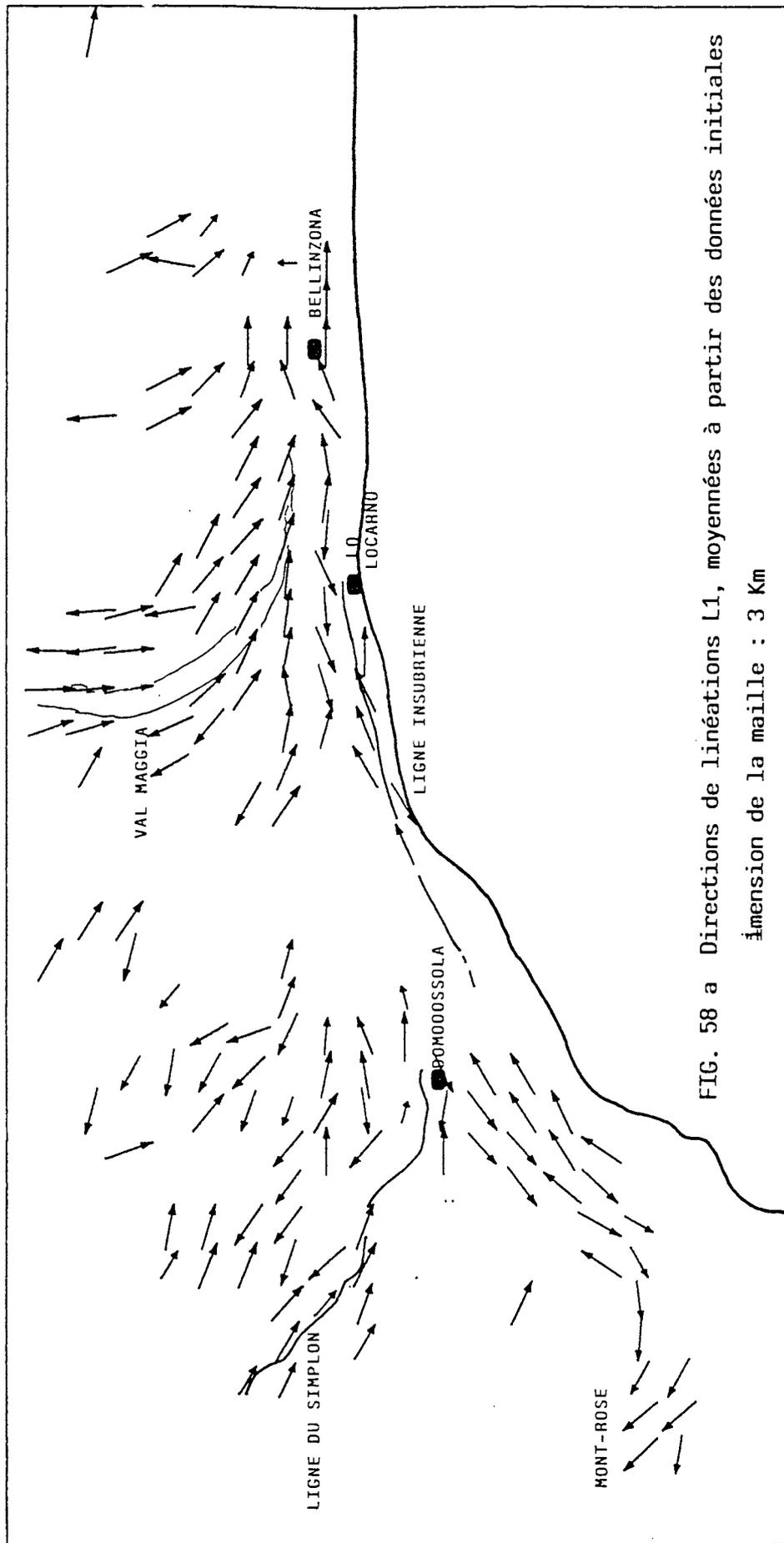
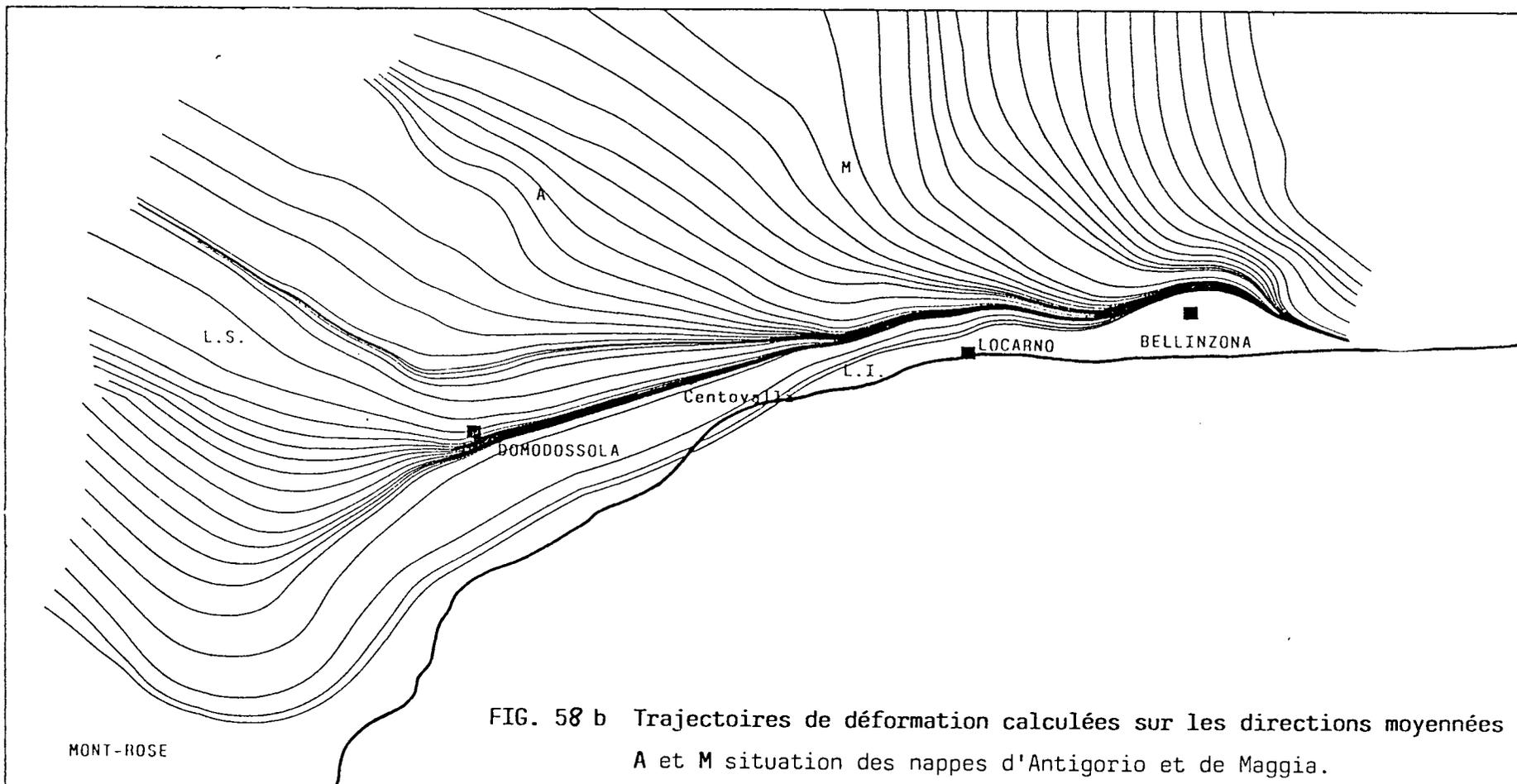
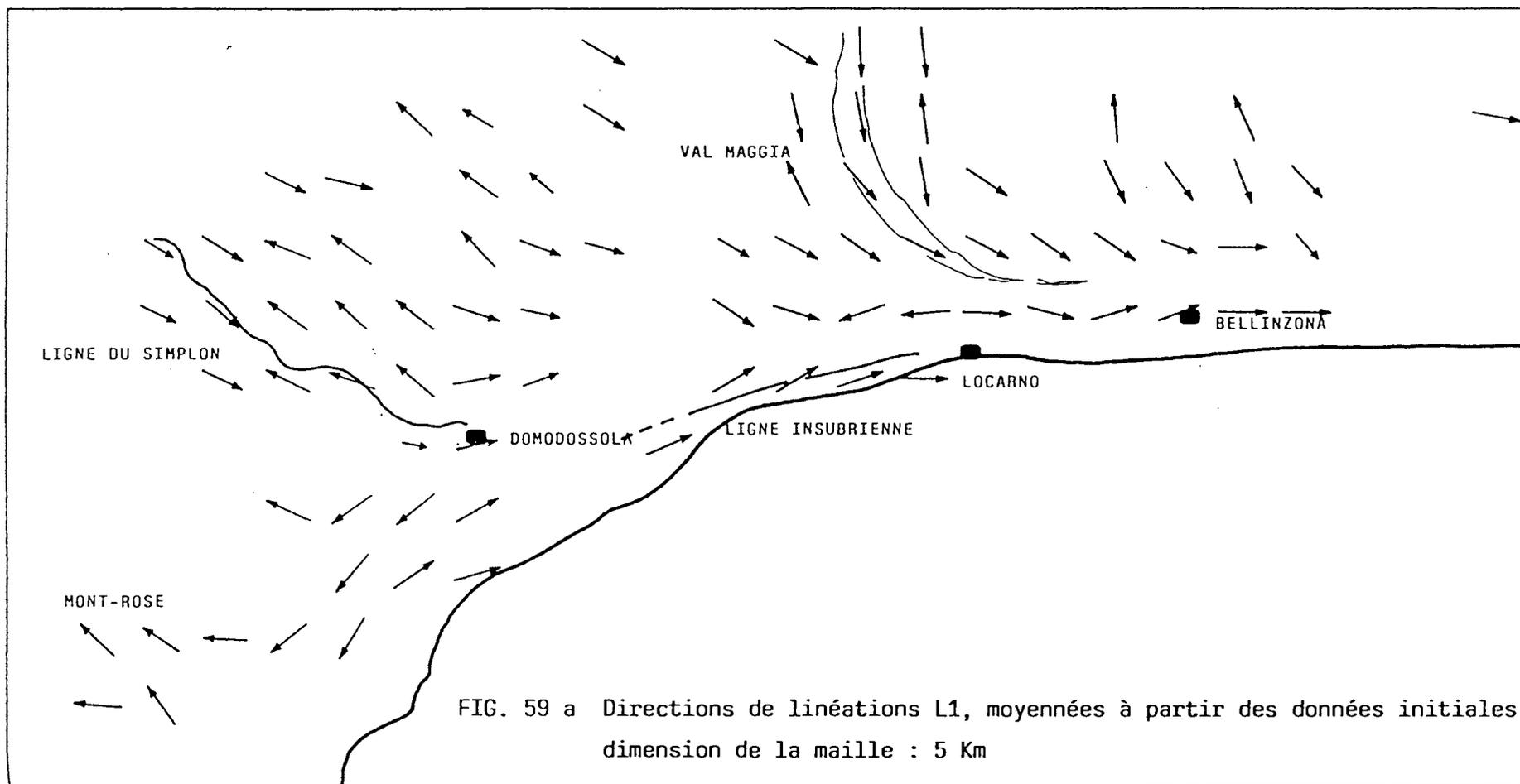


FIG. 58 a Directions de linéations L1, moyennées à partir des données initiales
 dimension de la maille : 3 Km





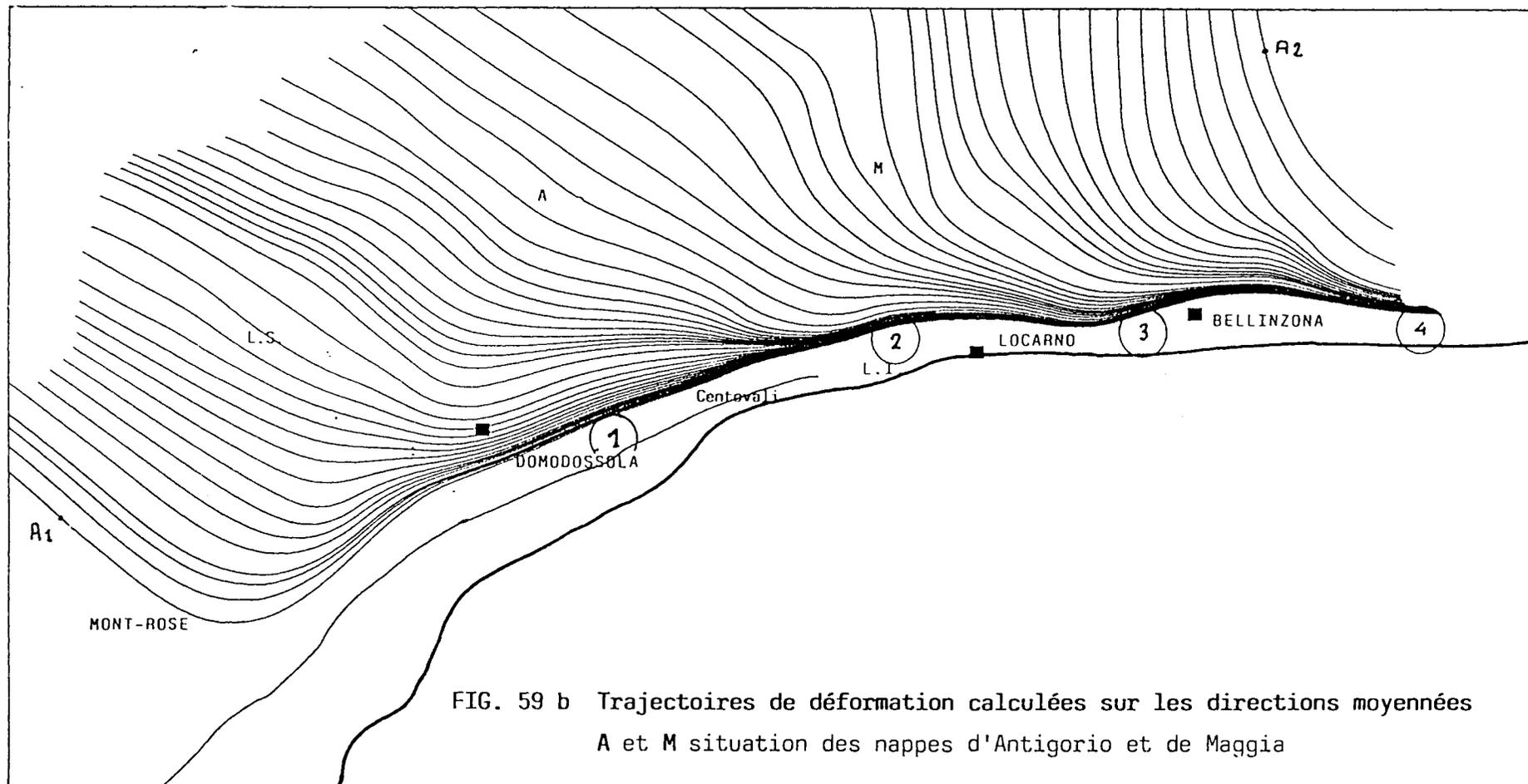
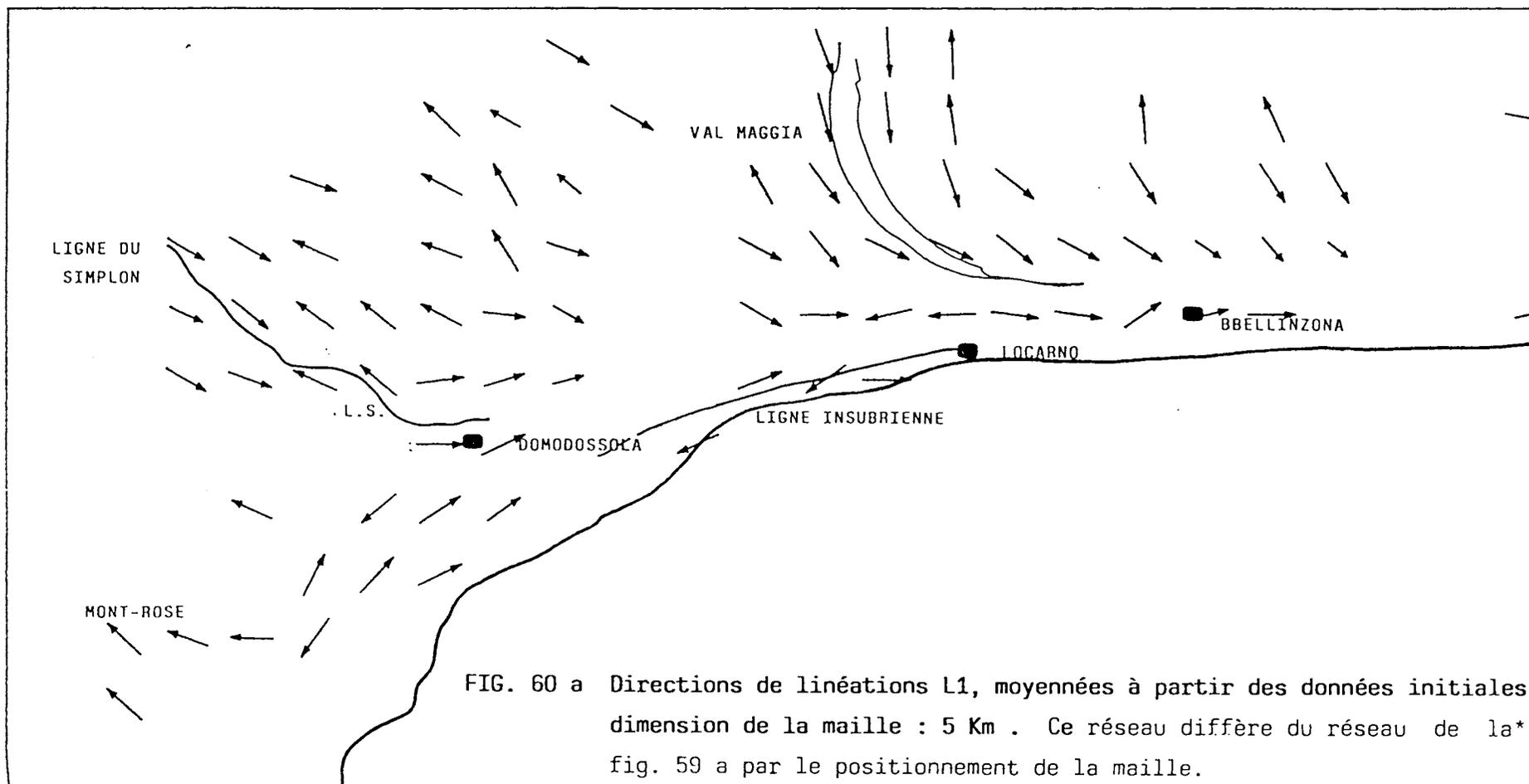


FIG. 59 b Trajectoires de déformation calculées sur les directions moyennées A et M situation des nappes d'Antigorio et de Maggia



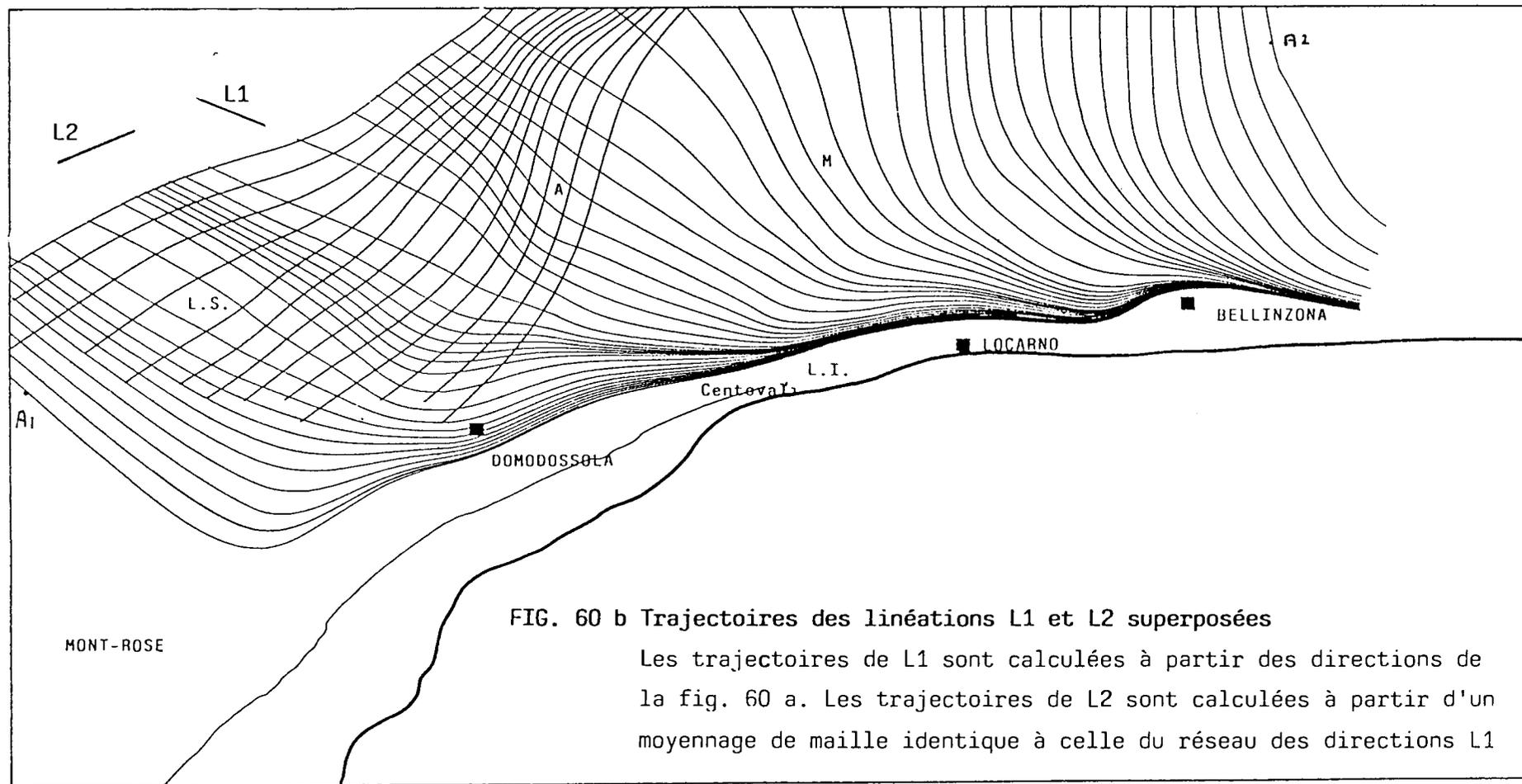


FIG. 60 b Trajectoires des linéations L1 et L2 superposées

Les trajectoires de L1 sont calculées à partir des directions de la fig. 60 a. Les trajectoires de L2 sont calculées à partir d'un moyennage de maille identique à celle du réseau des directions L1

Etant donné que la linéation d'étirement est généralement très peu pentée, sur la plus grande partie du domaine, on considèrera essentiellement les directions de celle-ci. Les fig. 57b, 58b, 59b et 60b correspondent aux trajectoires de directions des populations des cartes 57a, 58a, 59a et 60a : le traçage démarre le long d'une ligne droite (A1-A2), à intervalles réguliers. Le positionnement de la ligne est choisi de façon ce que le traçage couvre "au mieux" la surface et l'intervalle est choisi suffisamment petit pour refléter le plus d'informations possibles sans altérer la lisibilité.

Enfin, on a également procédé à un traçage permettant de représenter le réseau orthogonal aux trajectoires principales, fig. 62 à partir des données de la carte 59a. Dans ce cas, on fixe un point de départ unique (A0), puis les trajectoires de chaque famille sont tracées à partir d'intervalles réguliers mesurés le long d'une des trajectoires du réseau perpendiculaire à cette famille. Dans le cas particulier des Alpes centrales, on peut considérer que dans la zone plate le réseau orthogonal à $\lambda 1$ représente $\lambda 2$ et dans la zone raide, $\lambda 3$.

2.3.3 Résultats

A - Trajectoires de la linéation L1.

L'examen des cartes 56, 57a, 58b et 59b, permet d'observer les points suivants:

1) dans le plan cartographique, les trajectoires des directions principales ont, sur l'ensemble de la région une géométrie en éventail, ouvert de Nord-Ouest à Nord. Cette géométrie d'ensemble avait déjà été décrite par d'autres auteurs: WENK (1954), pour les plis et STECK (1984) et COBBOLD & al (1985), pour les linéations.

2) les variations les plus importantes dans le plongement des linéations (carte fig. 56), apparaissent localisées à l'Est de Bellinzona, où les linéations sont très proches de la verticale, tandis que partout ailleurs, à l'Ouest de Bellinzona, ce plongement est faible et se fait préférentiellement vers l'est.

3) sur les cartes 57b, 58b, 59b et 60b, la courbure des trajectoires, dans le plan cartographique, se fait toujours dans le même sens et tend à devenir plus constante d'Ouest en est. De plus, les trajectoires convergent très fortement en direction de la zone à schistosité verticale, à proximité de la ligne insubrienne. A cette convergence généralisée, se superpose localement des zones de convergence plus forte se traduisant par des bandes sombres, comme ceci a déjà été observé dans le cas du domaine centre armoricain. Bien que dans certains cas, elles apparaissent au niveau de trous dans l'échantillonnage, il semble que ces zones particulières soient en fait toujours associées à des structures d'importance régionale. On peut ainsi les observer, d'Ouest en Est: (fig. 57b)

- immédiatement à l'est de Domodossola vers une zone de fracturation tardive, la ligne de Centovalli (1).

- au Nord de la ligne de Centovalli, vers Locarno (2). Sur certaine carte, cette zone se poursuit en s'atténuant vers l'Ouest où elle passe légèrement au Nord de la ligne du Simplon (fig.576 et 586).

- au Nord-est de Locarno et parallèlement à la zone verticale de Maggia (3).

- à l'est de Bellinzona, en direction de la zone où les linéations sont subverticales (4).

4) la géométrie générale des trajectoires suggère en première approximation un cisaillement hétérogène senestre le long de la limite Sud, notamment au niveau de la zone des racines où la foliation est très verticale, ce qui est en contradiction avec le sens dextre déduit jusqu'à présent à partir des critères microstructuraux (ZINGG & SCHMID 1983; COBBOLD & al. 1985).

5) Enfin l'examen de la carte 62 , où sont représentées deux familles orthogonales de trajectoires, permet de distinguer, différentes zones où la géométrie des trajectoires rappelle les différents cas particuliers envisagés au Chap.III pour des déformations bidimensionnelles:

- à l'Ouest de Domodossola (zone A, fig.62), où les trajectoires forment un réseau très régulier. Malgré de légères perturbations, la géométrie globale des trajectoires correspond dans ce secteur à un réseau pratiquement cartésien.

- au centre de la région, à l'Est de Domodossola (zone B, fig.62), les trajectoires de λ_{max} convergent fortement vers l'Est tandis que les trajectoires de λ_{int} sont très semblables à des arcs de cercles concentriques. Cette géométrie est très proche de celle d'un éventail simple et évoque les exemples théoriques (1 à 4) décrits dans l'exemple 1 du Chap.III.

- dans le secteur Est, immédiatement au nord de Locarno et de Bellinzona, (zones C, fig. 62), la convergence des trajectoires de λ_{max} , toujours forte vers l'Est, s'accompagne maintenant de la convergence des trajectoires de λ_{int} vers le Nord-Est. Cette disposition décrit ainsi un éventail double.

B - Trajectoires de la linéation L2.

Les trajectoires de la linéation L2 décrivent également un éventail, mais ouvert, cette fois, vers le Sud.

La fig.60b montre la superposition des trajectoires de la déformation D2 et de la déformation D1. On peut remarquer que la géométrie des trajectoires de L1 varie relativement faiblement mais de façon significative en fonction de la géométrie des trajectoires L2. On observe localement, notamment sur la limite orientale d'extension du champ D2, un

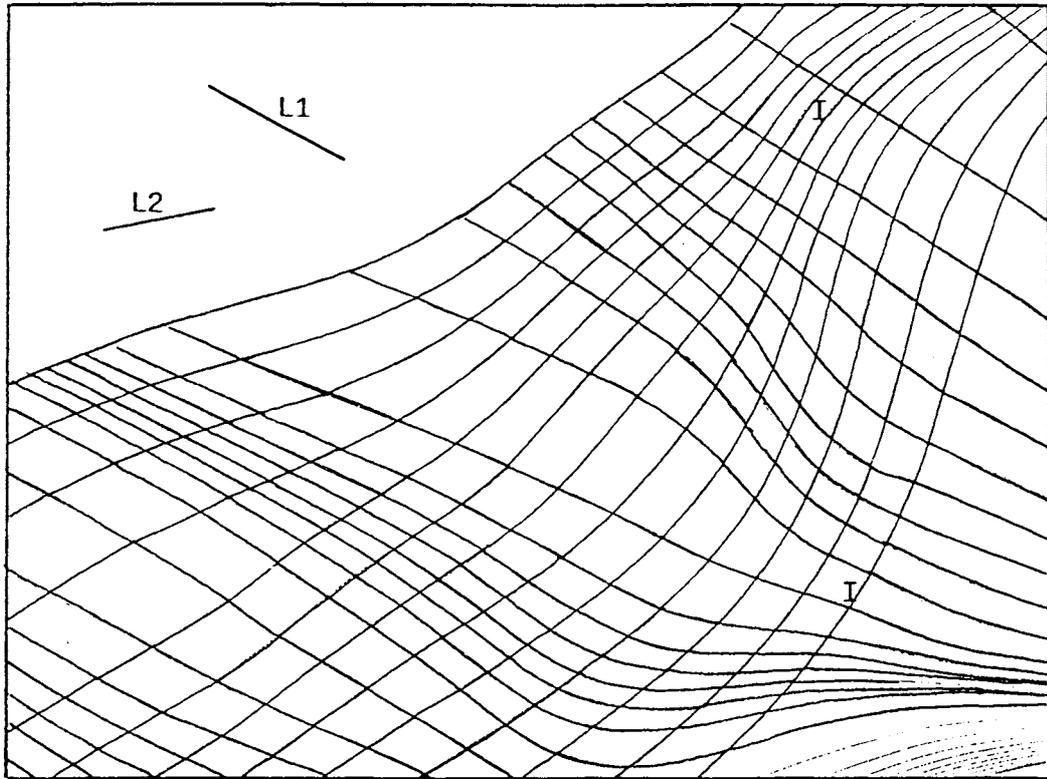


FIG. 61 Superposition des trajectoires des linéations L1 et L2.

(agrandissement de la fig. 60 b)

Le champ de déformation D2 a été interprété comme un étalement gravitaire. Au Sud-Est de I1, on remarque une inflexion des trajectoires de L2. Cette inflexion s'accompagne également d'une inflexion vers le Nord des trajectoires L1. Au niveau de I2, les trajectoires L2 ont tendance à reprendre une direction Sud-Ouest tandis que les trajectoires L1 adoptent une orientation Sud-Ouest pour repasser ensuite à Ouest Nord-Ouest. La géométrie des deux réseaux suggère une déformation des trajectoires L1 par la déformation D2.

décalage, soit vers le Nord, soit vers le Sud, des trajectoires L1. De plus, ce décalage semble correlable aux inflexions des trajectoires L2 (voir fig.61).

L'épisode de déformation D2, a été récemment interprété comme un étalement gravitaire se produisant vers le Sud (MERLE 1987). Les variations locales dans la géométrie des trajectoires L1, à ce niveau, suggèrent que celui-ci ait affecté, au moins en partie, la géométrie des trajectoires de la déformation D1.

2.3.4 L'interprétation des trajectoires de linéation L1.

Démarche suivie

La linéation d'agrégat L1 témoigne d'une déformation généralement pas, ou peu, oblitérée par les microstructures liées à l'épisode pénétratif D2. Cette linéation est assimilée à la direction de la déformation ductile totale de la région. C'est dans cette optique que l'on va s'attacher à étudier les caractéristiques géométriques des trajectoires telles qu'elles apparaissent sur les cartes tracées précédemment. Toutefois, sur le plan de l'interprétation, plusieurs problèmes se posent.

D'une part, et comme dans le cas du domaine centre armoricain, l'interprétation des bandes sombres, traduisant une convergence localement forte, est assez délicate. Dans le cas présent, bien qu'on ne connaisse pas avec précision les variations d'intensité de la déformation finie, il est généralement reconnu que l'intensité de la déformation finie augmente en direction de la ligne insubrienne (MILNES 1974) et ces bandes pourraient alors traduire un gradient de déformation, mais cela reste une hypothèse à vérifier.

D'autre part, la courbure généralisée des trajectoires, et le fait qu'elle leur confère une géométrie évoquant un cisaillement senestre, semble être un des caractères majeurs de la déformation D1. La contradiction apportée par les arguments microstructuraux sur le sens du cisaillement pose donc un problème.

Ensuite, d'après les résultats de l'analyse théorique (chap.III), on a vu que, dans le cas général, la seule géométrie des trajectoires de déformation finie ne procure pas de solution simple et unique au problème de l'interprétation cinématique d'un champ de déformation. En l'absence de données précises, concernant les gradients, il est évident qu'il n'est pas possible de tirer de conclusions définitives. Toutefois, les propriétés décrites au chapitre III (3.4), concernant la géométrie finie des trajectoires, doivent pouvoir être utilisées à ce niveau, au moins, dans certains cas. pour contraindre l'interprétation.

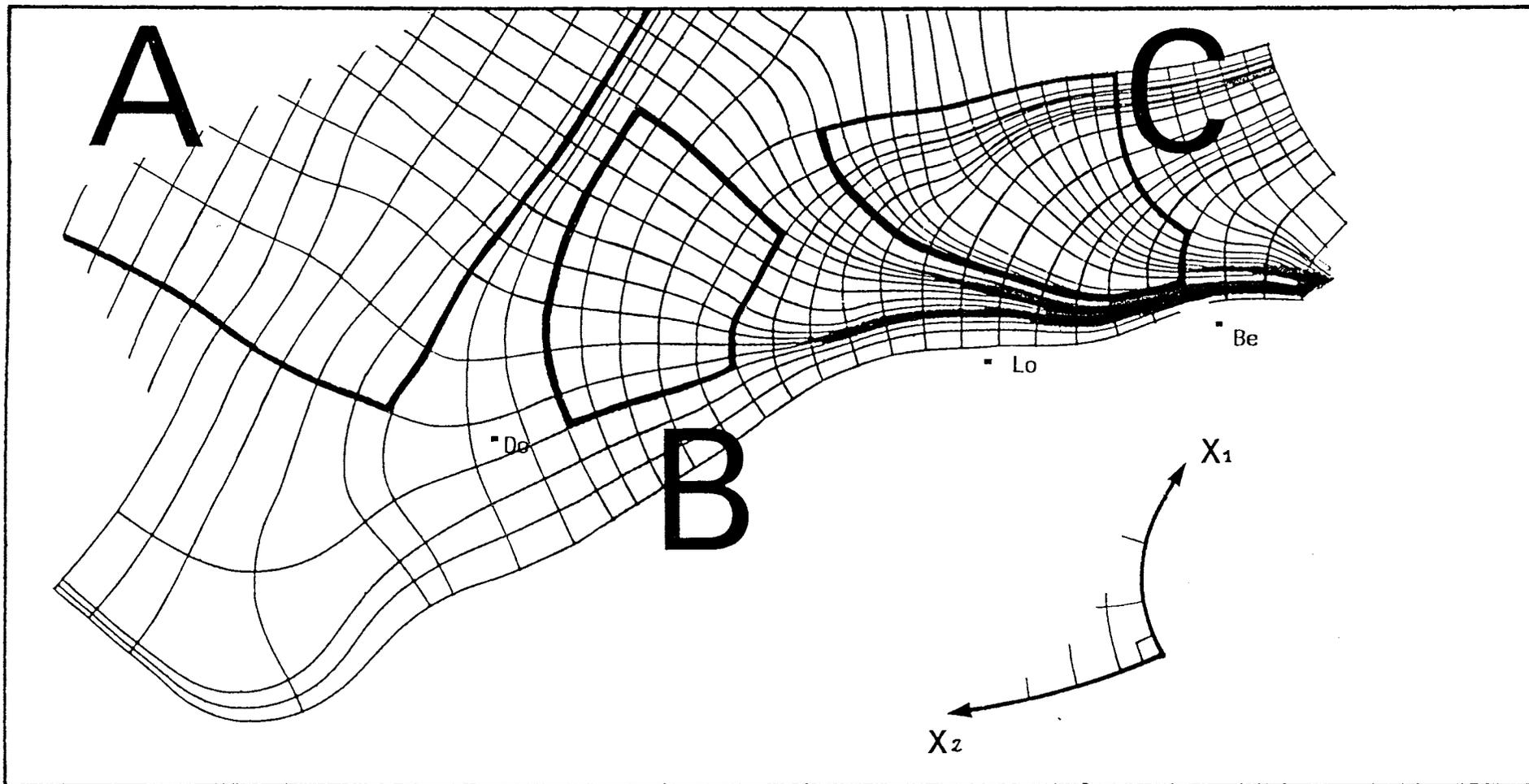


FIG. 62 Trajectoires de déformation calculées dur les données moyennées de la figure 59 a. On a représenté les deux detrajectoires x_1 et x_2 . x_2 correspond à l'étirement principal. Différentes zones de géométrie particulière sont repérées: A réseau cartésien, B éventail simple, C éventail double (v. texte).

Utilisation des équations de courbure

La carte 62, où les deux réseaux de trajectoires sont représentés, va être utilisée pour détailler différentes hypothèses. On y a distingué précédemment plusieurs zones (A,B,C,) qui seront tour à tour étudiées. Toutes les hypothèses envisageables ne seront pas faites, mais on s'attache à examiner quelques exemples. Ceci va également permettre d'illustrer, maintenant sur un exemple naturel, le rôle et la signification des paramètres intervenant dans les équations de courbures (cf. Chap.III).

La représentation cartographique est bidimensionnelle mais la déformation est, ici, tridimensionnelle et, compte tenu de la géométrie des plans de schistosité, les trajectoires orthogonales à λ_{\max} n'ont pas partout la même signification. A proximité de la ligne insubrienne, la schistosité est très verticale et les trajectoires orthogonales à λ_{\max} représentent les trajectoires du raccourcissement maximum, λ_{\min} . Partout ailleurs, la schistosité est généralement très peu pentée, ces trajectoires seront alors assimilées à celles de l'axe intermédiaire de l'ellipsoïde de déformation, λ_{int} .

En ne raisonnant que dans le plan $\lambda_{\text{int}}/\lambda_{\max}$, on néglige ce qui se produit sur λ_{\min} . Il est donc en fait très important de pouvoir connaître au minimum le type de l'ellipsoïde de déformation finie. Dans le cas présent, ce paramètre n'est pas connu avec précision mais de façon très globale. Dans la partie Ouest de la région (zone A), la déformation totale est globalement plane (DANIEL 1986), de même qu'au niveau de la zone à schistosité verticale, près de la ligne insubrienne (MERLE travaux en cours). En revanche, au niveau de la zone à schistosité verticale de Maggia, la déformation est de type constrictif (COBBOLD comm. pers.). Enfin, la zone plate, au nord de Locarno et Bellinzona est en aplatissement (MILNES 1974).

Le raisonnement qui suit comporte donc une part d'approximation sur le type de l'ellipsoïde de déformation. Toutefois, dans la mesure où, à ma connaissance, une approche de ce type n'a jamais été faite auparavant sur un exemple naturel, il m'a semblé intéressant d'en présenter le détail. On peut alors utiliser la même approche que dans l'étude théorique du Chap.III.

Par analogie avec les modèles théoriques du chap.III, on appelle x_1 les trajectoires correspondant ici à l'étirement λ_{int} et x_2 les trajectoires de l'étirement maximum λ_{\max} (fig.62).

On rappelle que les équations de courbure sont données, en deux dimensions par:

$$K_1 = \lambda_2 (k_1 - f_1) \quad (a)$$

$$K_2 = \lambda_1 (k_2 - f_2) \quad (b)$$

(1)

où K_1 et K_2 sont les courbures des trajectoires X_1 et X_2 , dans l'état initial, et k_1 et k_2 celles des trajectoires x_1 et x_2 dans l'état actuel. Compte tenu du repère défini ici (voir fig.62, par ex.), la courbure k_1

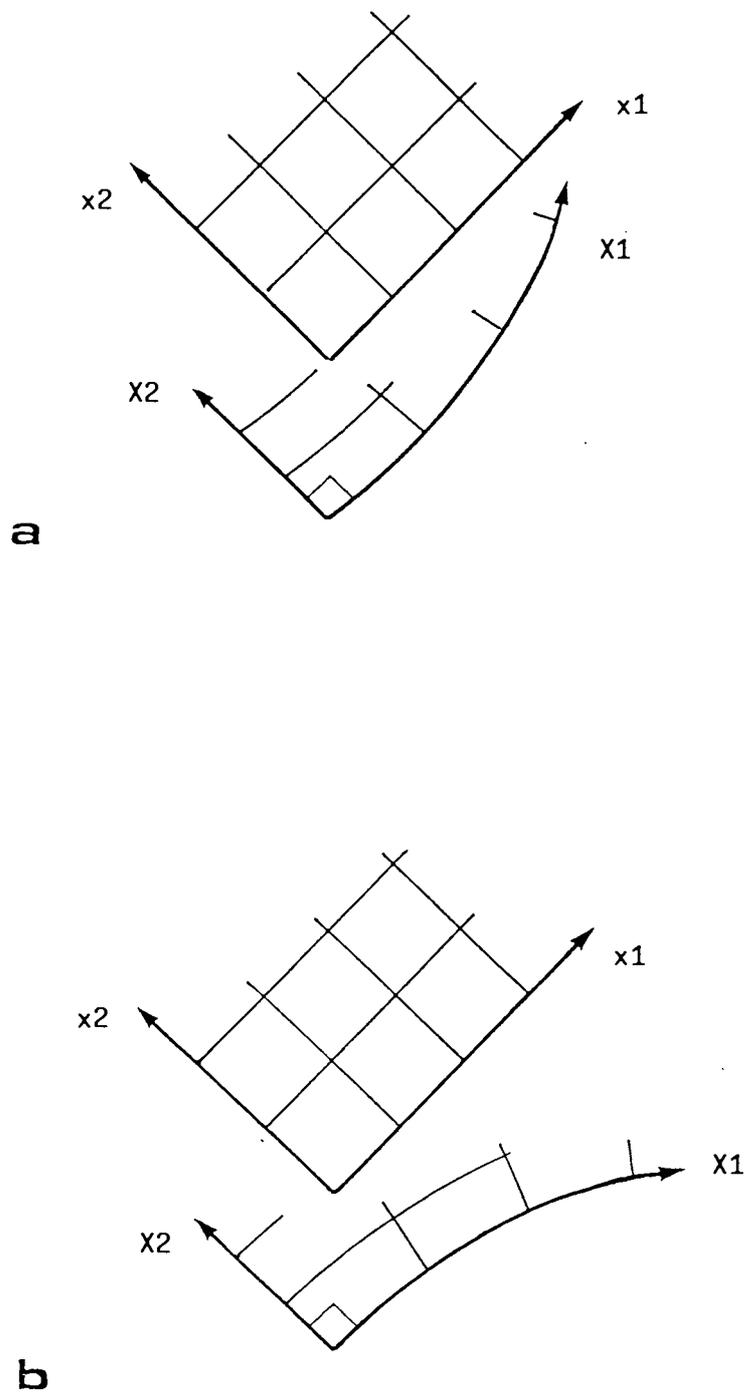


FIG. 63 Zone A : Déformation inverse d'un réseade trajectoires cartésiennes

X_1, X_2 état initial, x_1, x_2 état final déformé
(voir texte)

des trajectoires de λ int est un terme négatif (on rappelle qu'une courbure est, par définition, de signe positif, mais qu'ici, la prise en compte d'un signe positif ou négatif pour une courbure est une convention que l'on se donne pour pouvoir distinguer le sens de ces courbures. cf. Chap.III)

f_1 et f_2 sont les gradients définis au chap.III, avec $f_1 = -\partial e_1 / \partial s_2$ et $f_2 = \partial e_2 / \partial s_1$.

Zone A (fig.62)

Dans la zone A, les trajectoires des deux familles x_1 et x_2 forment un système presque cartésien. En fait, il faut considérer que ceci est une approximation acceptable au delà d'une échelle critique, correspondant ici à peu près à l'écartement entre les trajectoires. Sur les cartes où une seule famille est représentée (fig.59 b, par ex.), les perturbations ressortent mieux, ceci du fait que les trajectoires sont plus resserrées.

Dans cet exemple, les courbures finales k_1 et k_2 sont globalement très faibles et on peut même considérer qu'elles sont nulles si on fait l'approximation qu'il s'agit d'un réseau cartésien. Les équations (1 a) et (1 b) s'écrivent alors:

$$k_1 = -\lambda_2 f_1$$

$$k_2 = -\lambda_1 f_2$$

En revanche, on ne connaît pas les gradients f_1 et f_2 ni leur signes. La déformation étant de façon dominante représentée par un cisaillement tangentiel vers le Nord-Ouest, si on suppose qu'il s'agit de façon dominante d'une déformation plane, l'étirement intermédiaire λ_1 doit peu varier autour de 1. D'autre part, si la déformation était globalement homogène les gradients f_2 et f_1 seraient pratiquement nuls et les courbures initiales K_1 et K_2 le seraient également. Les trajectoires de l'état initial formeraient alors elles aussi un réseau cartésien.

Dans la mesure où le problème est très peu contraint, étant donné que l'on ne connaît pas les caractéristiques de la déformation, beaucoup d'autres hypothèses sont possibles. A titre d'exemple, on a simplement représenté, (fig. 63), un exemple où f_2 serait très faible ou nul. Les trajectoires X_2 , dans l'état initial, ont également une courbure (K_2) nulle. La courbure des trajectoires X_1 dépend quand à elle du gradient f_1 définit le long de X_2 . Si l'étirement intermédiaire (ici λ_1) augmente vers le Sud-Est, f_1 est négatif. La courbure K_1 est alors de signe positif, ce qui correspond dans le repère défini ici à une courbure convexe vers le Sud-Est (fig.63 a).

Dans le cas contraire, si l'étirement maximal augmente vers le Nord-Ouest, le gradient f_1 devient positif et la courbure K_2 devient un terme négatif. Les trajectoires de X_2 ont une courbure de sens inverse dans l'état initial (fig.63 b.)

Cet exemple montre qu'une simple estimation des gradients permettrait de connaître le sens des courbures des trajectoires de l'état initial dans cette région.

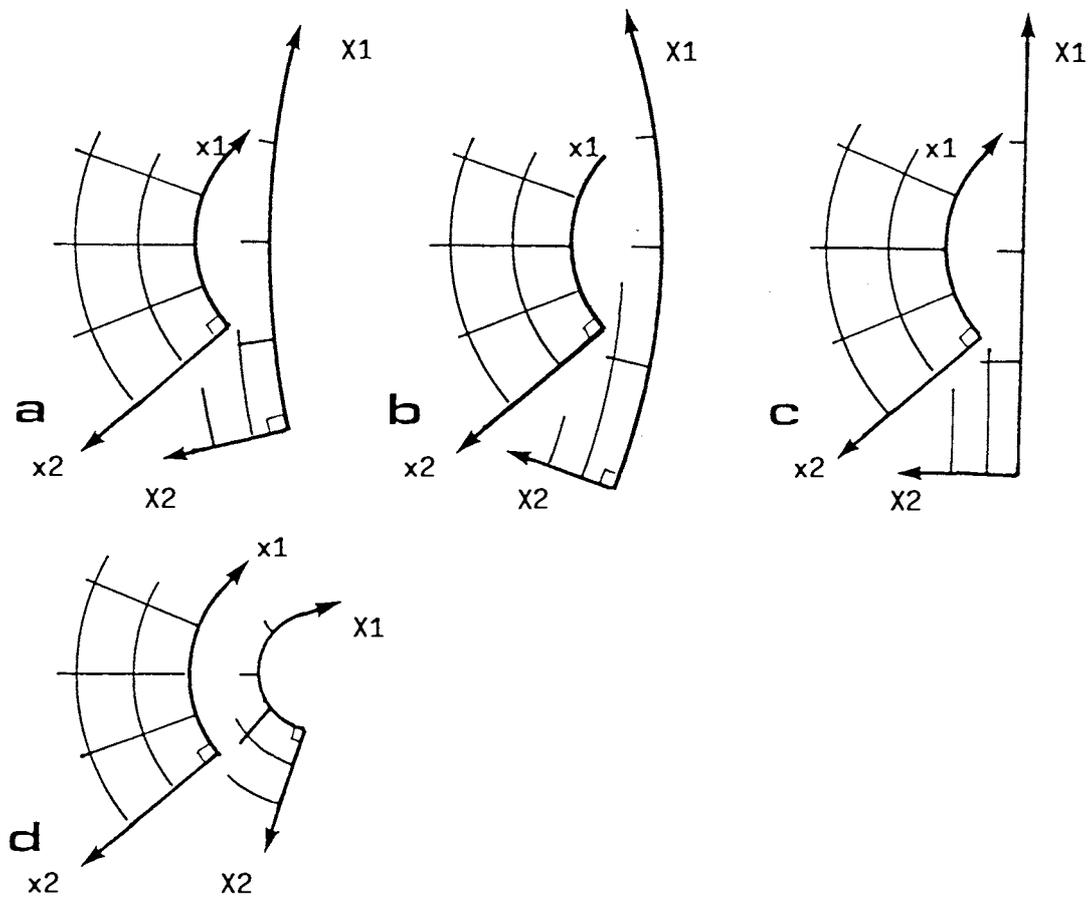


FIG. 64 Zone B : Hypothèses pour la déformation inverse d'un éventail simple

X_1, X_2 état initial, x_1, x_2 état final déformé
 (voir texte)

- Zone B (fig. 63)

La géométrie des trajectoires décrit un éventail simple et il est tentant de faire la comparaison avec les déformations bidimensionnelles décrites au chap.III. Toutefois, ceci suppose, en premier lieu, l'absence de gradients d'étirement significatifs le long de λ_{int} . Dans ce cas, si l'intensité de l'étirement fini λ_{max} augmente avec la convergence des trajectoires correspondantes ($f_1 < 0$), ce qui serait à vérifier, la courbure des trajectoires de λ_{int} doit être très redressée dans l'état initial, voire même inversée (cf. exemples 1 à 4, Chap.III).

En effet, si on suppose qu'il n'y a pas de variations significatives de l'étirement le long de λ_{int} , on a :

$$e_2 = cste = 0 \quad , \quad d'o\grave{u}, \quad f_2 = 0.$$

l'équation (1 b) devient alors :

$$K_2 = \lambda_1 k_2$$

Les trajectoires de x_2 étant très rectilignes, leur courbure est pratiquement égale à zéro ($k_2 = 0$) et la courbure K_2 des trajectoires X_2 , dans l'état initial, devient nulle également.

A supposer que k_2 ne soit pas nul, cette courbure n'est de toute façon pas très forte. De plus, si on est en déformation plane, on peut considérer que l'étirement le long de λ_{int} (λ_1) est faible. Leur produit doit donc être faible, en valeur absolue. Pour résumer, il apparaît que les trajectoires de déformation correspondant actuellement à l'étirement maximal, λ_{max} , très rectilignes dans la zone considérée, étaient également très proches de lignes droites dans l'état initial.

Le fait que ces trajectoires puissent être assimilées à des lignes droites, dans l'état initial, ne renseigne cependant pas sur leur relations mutuelles. Étaient-elles convergentes ? et dans ce cas dans quel sens se faisait leur convergence ? formaient-elles, au contraire un réseau cartésien avec les trajectoires de X_1 ? La réponse à ces questions dépend des gradients f_1 .

La condition pour que la géométrie des trajectoires soit cartésienne dans l'état initial, est que la courbure K_1 des trajectoires X_1 (λ_{int}), soit également nulle. On aurait dans ce cas :

$$K_1 = \lambda_2 (k_1 - f_1) = 0$$

soit :

$$k_1 = f_1 = -\partial e_1 / \partial s_2$$

Compte tenu du repère défini ici, k_1 et f_1 sont de même signe, tous les deux négatifs. De la sorte, on a également les correspondances suivantes :

- si $k_1 > f_1$, K_1 est de même signe que k_1 et la courbure des

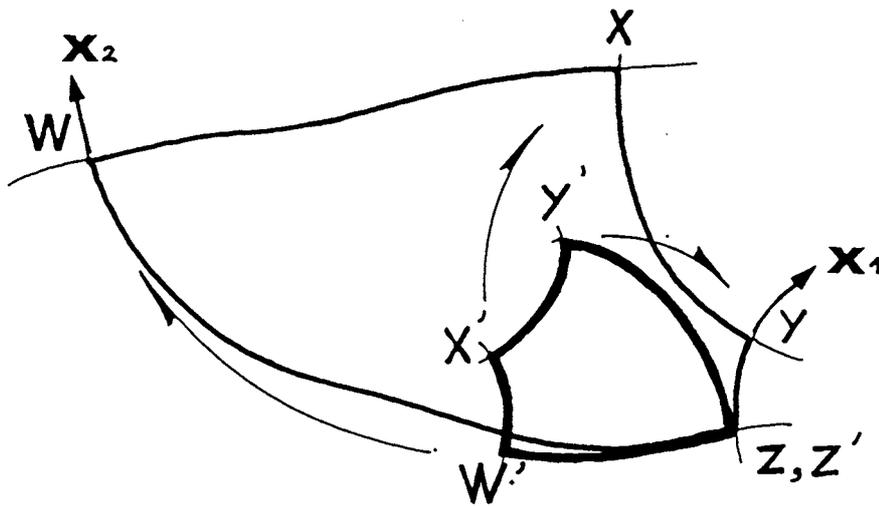


FIG. 65 Zone C: Estimation de la géométrie des trajectoires de déformation pour un éventail double quelconque.

W, X, Y, Z représentent l'état final déformé.

W', X', Y', Z' représentent l'état initial

L'état initial a été estimé en tenant compte du type de déformation.

trajectoires de x_1 (λ_{int} actuel) est de même sens dans l'état initial que dans l'état final (fig. 64 a).

- si $k_1 < f_1$, alors K_1 est de signe contraire à k_1 ce qui signifie que les trajectoires de X_1 ont, dans l'état initial, une courbure dont le sens est inversé par rapport à celui des trajectoires de x_1 (fig. 64 b).

En revanche, si le gradient $\partial \epsilon_1 / \partial s_2$ est négatif, dans le repère définit ici (l'étirement ϵ_1 augmenterait vers l'est), alors f_1 devient positif et la courbure initiale K_1 devrait être plus forte, en valeur absolue que la courbure actuelle k_1 , c'est à dire que dans l'état initial la courbure serait plus accentuée (fig. 64 d).

Une valeur test pour le gradient de déformation (f_1) pourrait être très facilement déduite à partir de la mesure de la courbure actuelle des trajectoires de x_1 (k_1). Des mesures sur le terrain, même locales, des valeurs des étirements permettraient par ailleurs d'estimer les gradients. Ceci permettrait de déterminer laquelle des quatre solutions proposées (fig. 64 a, b, c ou d) est la meilleure.

Zones C (fig. 65).

- Toujours par analogie avec les exemples théoriques du chapitre III, la zone C (fig. 63) formant un éventail double pourrait, être assimilée à une zone de cisaillement simple. Toutefois, cette comparaison ne peut pas être menée trop loin dans la mesure où le cisaillement apparent ne se fait pas suivant un plan vertical mais, au contraire, parallèlement au plan d'aplatissement maximum, qui est ici horizontal.

Dans le cas du cisaillement simple, les courbures des trajectoires sont simplement inversées, dans l'état initial, par rapport à l'état final (fig. 23). Ici, les conditions du cisaillement simple ne sont pas entièrement remplies, on n'a donc peut-être pas forcément une relation aussi directe. Néanmoins, compte tenu de l'existence d'une très forte déformation, et en faisant les approximations rappelées plus haut sur le type de l'ellipsoïde de déformation à travers la région, on peut utiliser les résultats de l'analyse théorique bidimensionnelle pour estimer la géométrie des trajectoires de l'état initial.

Aucune des courbures finales k_1 et k_2 n'est nulle. Les gradients f_1 et f_2 ne sont pas connus avec précision mais sont probablement différents de zéro. On peut estimer leur importance:

- au Nord de Bellinzona, (point X) la déformation est dominée par l'aplatissement et la direction du raccourcissement maximum est verticale. l représente ici la direction de l'étirement intermédiaire et est donc, en général, très supérieure à 1.

- au niveau de la zone raide de Maggia (point W), la constriction domine et λ_1 est maintenant inférieur à 1.

- à proximité de la ligne insubrienne (Z et Y), la déformation passe à de la déformation plane. L'étirement λ_1 est maintenant très faible.

Sur la fig. 65, est représenté une estimation très grossière de ce que pouvait être la géométrie des trajectoires de l'état initial. Pour conserver un schéma lisible, on ne tient pas rigoureusement compte des valeurs réelles des étirements et des raccourcissements. Cette figure a été obtenue en faisant le raisonnement suivant: tout d'abord on fait l'approximation que l'étirement maximal est très fort mais varie peu, ainsi f_2 est très faible voire nul.

- segment W X: ce segment est pratiquement assimilable à une ligne droite, sa courbure finale est $k_1=0$. La courbure initiale (W' X') est:

$$K_1 = \lambda_2 (k_1 - f_1) = -2 f_1, \text{ avec } f_1 = -\partial e_1 / \partial s_2$$

e_1 augmente avec l le long de x_2 , son gradient est donc positif et f_1 est négatif. La courbure K_1 est positive, c'est à dire, compte tenu du repère choisi ici, convexe vers le sud.

- segment X Y: la courbure finale est k_2 , négative. Si f_2 est nul, la courbure initiale (X' Y') est:

$$K_2 = \lambda_1 k_2,$$

comme on est encore dans la zone en aplatissement, λ_1 est grand, par conséquent la courbure K_2 est plus forte que k_2 , tout en restant de même signe.

- segment W Z: on passe d'une zone en constriction à une zone en aplatissement, l'étirement intermédiaire λ_1 est toujours inférieur à 1. De plus f_2 est toujours faible ou nul, on a:

$$K_2 = \lambda_1 k_2$$

K_2 reste de même signe que k_2 , mais est beaucoup plus faible en valeur absolue. La courbe initiale (W' Z') est donc très redressée par rapport à l'état final.

- segment Y Z: ici, aucun paramètre ne disparaît et la courbure initiale est:

$$K_1 = \lambda_2 (k_1 - f_1),$$

f_1 étant toujours négatif, va compenser k_1 . Le sens dans lequel va jouer cette compensation n'est pas évident a priori. Si f_1 est plus grand que k_1 , K_1 sera de signe contraire à k_1 . Si, en revanche, f_1 est plus faible, K_1 restera de même signe que k_1 . En fait, compte tenu des conditions imposées par l'évolution des courbures sur les autres segments, c'est la première solution qui semble la plus probable.

Cet exemple montre l'intérêt qu'il y a à connaître le type de l'ellipsoïde de déformation, pour pouvoir utiliser les trajectoires de déformation dans le cas général d'une déformation tridimensionnelle.

2.3.5 Le problème de l'influence des déformations ultérieures.

Dans le raisonnement précédent, on a considéré à tout moment que la linéation L1 représentait une bonne approximation de la direction de la déformation totale de la région. Cependant, il existe des évidences d'autres déformations plus tardives et on a vu que la superposition de plusieurs déformations engendrant des linéations d'étirement d'orientation différente rend le concept de déformation totale difficile à manipuler. L'interprétation de la linéation L1 en termes de déformation majeure n'est donc peut-être pas faisable de façon trop directe.

L'existence de déformations postérieures à D1, même si on les considère comme des incréments tardifs, pose en fait le problème de savoir si la géométrie des trajectoires L1 a pu être modifiée de façon importante lors de ces derniers incréments de déformation, après la formation de ces linéations.

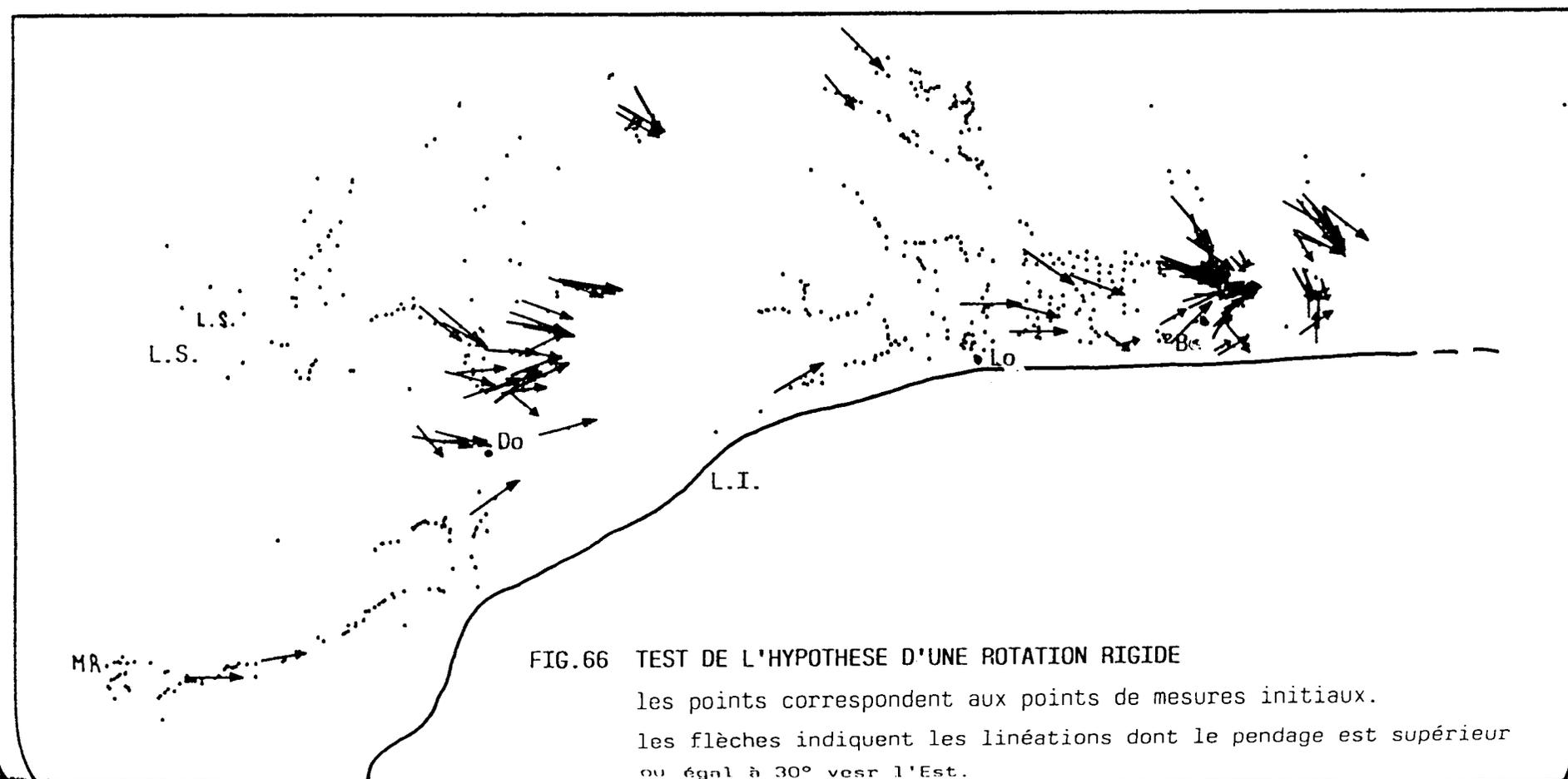
L'examen de la carte 60b, où sont figurées les trajectoires de L1 et L2 a permis d'observer une influence de la déformation D2 sur la géométrie des trajectoires de L1. Cette influence reste toutefois assez faible puisqu'elle n'apparaît pratiquement pas sur la fig. 62.

Pour être complète, une approche de ce type devrait donc également tenir compte de ce que les trajectoires de la déformation D1 peuvent avoir eu, au départ, une géométrie différente de celle que l'on observe actuellement.

Dans l'éventualité où les déformations ultérieures, pénétrative et non pénétrative peuvent avoir altéré les trajectoires de linéation de la déformation D1, il faudrait savoir si les linéations L1 se sont comportées comme des lignes totalement passives, ou comme des marqueurs enregistrant une partie seulement des déformations ultérieures.

La courbure générale observée, particulièrement au niveau de la zone des racines, pourrait par exemple n'être que le résultat d'une verticalisation tardive, par une simple rotation rigide, des plans de schistosité portant la linéation L1, et cela, à la suite des différents plissements tardifs qui affectent toute la région (MILNES, 1974; LADURON 1976; HUBER & al. 1980). Ainsi, dans la région de Domodossola (fig.), les linéations, originellement orientées au Nord-Ouest sur un plan de schistosité proche de l'horizontale, prendraient une direction N70° après la verticalisation de ce plan. On observerait des relations du même type, tout le long de la zone raide et la géométrie actuelle, apparemment compatible avec un cisaillement senestre, ne serait qu'un effet du à la représentation cartographique, nécessairement bidimensionnelle, d'un phénomène évoluant en trois dimensions.

Pour étayer cette hypothèse, il faudrait que les linéations, au niveau de la zone à schistosité verticale, aient un plongement vers l'est de 40° à 50° environ (MERLE 1987). A titre de test, on a représenté en les discriminant, les linéations ayant un plongement supérieur ou égal à 30° vers l'est. Il apparaît qu'il n'y a, en fait, qu'un tout petit nombre de données satisfaisant cette hypothèse, la majorité des linéations ayant un plongement inférieur à 30° vers l'est, y compris au niveau de la zone raide. Une verticalisation tardive des structures par rotation rigide, bien que tout à fait envisageable, n'expliquerait semble-t-il expliquer



qu'en partie la courbure des trajectoires au niveau de la zone raide. De plus, on note que les trajectoires de L1 ont, de toute façon, une courbure dans le plan de la foliation, notamment lorsque celle-ci est très horizontale.

Deux autres événements peuvent avoir induit une modification des trajectoires de L1. Ce sont, d'une part, le rejeu tardif et cassant de la ligne du Simplon, en faille normale, et d'autre part, l'existence de critères de chevauchement dans le sens Est-Ouest, postérieurs à D1 et récemment mis en évidence dans la nappe de Maggia (MERLE travaux en cours). Le premier, en modifiant la répartition des directions principales, par un déplacement rigide, peut avoir induit des modifications dans la géométrie des trajectoires de L1 et, en particulier, pourrait avoir accentué l'ouverture de l'éventail, vers le Sud. Le deuxième pourraient rendre compte, au moins en partie, de la courbure des trajectoires de L1 dans le plan horizontal, observée dans la partie Est de la région. Dans ce deuxième cas il ne s'agirait plus simplement d'une déformation rigide, mais d'une véritable déformation interne mais dont le métamorphisme associé n'aurait cependant pas permis d'altérer profondément la linéation antérieure.

L'influence de ces déformation ultérieures reste cependant assez difficile à estimer avec précision.

ou, 6991 à 30° vers l'Est.

2.4 Conclusions

Les trajectoires principales de la déformation majeure du domaine pennique des Alpes centrales ont une géométrie assez complexe principalement caractérisée par:

- une courbure assez forte des trajectoires de l'étirement maximal, y compris dans le plan de la schistosité.

- une convergence généralisée de ces trajectoires en direction de la ligne insubrienne.

- les plans de schistosité qui portent les linéations ont une courbure très forte et localisée sur la limite sud de la région. Le caractère tardif de cette courbure, par rapport à la formation de la schistosité, est envisageable mais, d'un strict point de vue cinématique, n'est pas nécessaire. De plus, ce plissement tardif ne semble pas rendre compte, à lui tout seul, de la courbure des trajectoires de l'étirement maximal.

Du point de vue méthodologique, il n'est pas possible d'élaborer un quelconque modèle de l'évolution tectonique de cette région à l'aide des seules trajectoires de déformation. En l'absence de données, ou même simplement d'estimations, sur les caractéristiques de la déformation finie, les trajectoires ne permettent pas, non plus, de choisir entre toutes les hypothèses envisageables. En revanche, lorsque l'on connaît, au moins, le type de l'ellipsoïde de déformation, les trajectoires de déformation finie peuvent être utilisées pour reconstituer, au moins partiellement la géométrie des trajectoires de l'état initial, ce qui revient à construire des modèles de déformation inverse. Ceci établit alors des contraintes que tout modèle d'évolution tectonique doit satisfaire. Dans le cas de déformations tridimensionnelles, l'établissement de cartes du paramètre de forme de l'ellipsoïde de déformation est donc un complément nécessaire à une carte de trajectoires de déformation.

CONCLUSIONS GENERALES

La première partie de ce mémoire est consacrée, 1) au développement d'une méthode numérique de traçage de trajectoires de déformation, et 2) à l'analyse théorique de la signification de leur géométrie.

D'un point de vue méthodologique, l'interpolation à l'aide de séries de fonctions quadratiques permet d'obtenir une valeur théorique d'orientation en tout point, en respectant, de façon exacte, la valeur initiale en ce point. Bien qu'il ne s'agisse pas d'un véritable traitement de données au sens statistique du terme, cette méthode permet cependant d'obtenir des cartes de trajectoires exploitables.

Lorsque le cas se présente, deux solutions peuvent être obtenues. La méthode n'étant pas capable de choisir l'une ou l'autre, la possibilité peut-être laissée à l'utilisateur d'intervenir dans le choix de l'une des deux solutions.

Le calcul peut-être fait en trois dimensions mais cette approche ne s'avère généralement pas nécessaire, un traitement bidimensionnel étant généralement suffisamment représentatif compte tenu des très faibles écarts d'altitude entre les données de départ. Enfin, la méthode de traçage étant basée sur la méthode d'Euler, les paramètres de traçages doivent être choisis avec soin, de manière à minimiser les erreurs dues à cette technique.

D'un point de vue théorique, les trajectoires de déformation sont toujours assimilables à un réseau curviligne orthogonal. De ce fait, elles doivent satisfaire certaines propriétés géométriques de compatibilité. Une analyse bidimensionnelle, basée sur les équations traduisant ces conditions de compatibilité, aboutit à la description des facteurs contrôlant la courbure des trajectoires de déformation finie. Ainsi, la courbure de chaque famille de trajectoires dépend des éléments suivants:

- 1 - la courbure des trajectoires de la déformation réciproque correspondant à cette famille.
- 2 - la valeur de l'étirement transversal à la famille considérée.
- 3 - un gradient de déformation, également transversal à cette famille.

Dans le cas de champs de déformation naturels, ces facteurs ne sont pas toujours mesurables. En l'absence de données sur les étirements finis et les gradients de déformation, la courbure des trajectoires dans l'état déformé s'avère donc insuffisante, pour toute interprétation cinématique.

Cependant, lorsqu'on raisonne en deux dimensions et lorsqu'il est possible d'estimer des ordres de grandeur des étirements ou des gradients, la courbure des trajectoires de déformation dans l'état final permet d'estimer la courbure des trajectoires dans l'état initial. On note toutefois que dans le cas particulier du cisaillement simple, la seule géométrie des trajectoires de l'état final permet par une simple relation de symétrie de retrouver l'état final.

Lorsqu'on aborde l'analyse de champs de déformation tridimensionnels, la connaissance du type de l'ellipsoïde de déformation finie, et de ses

éventuelles variations sont nécessaires pour estimer la géométrie initiale des trajectoires. Ceci devrait permettre, dans beaucoup de cas, de contraindre les modèles d'évolution tectoniques correspondant.

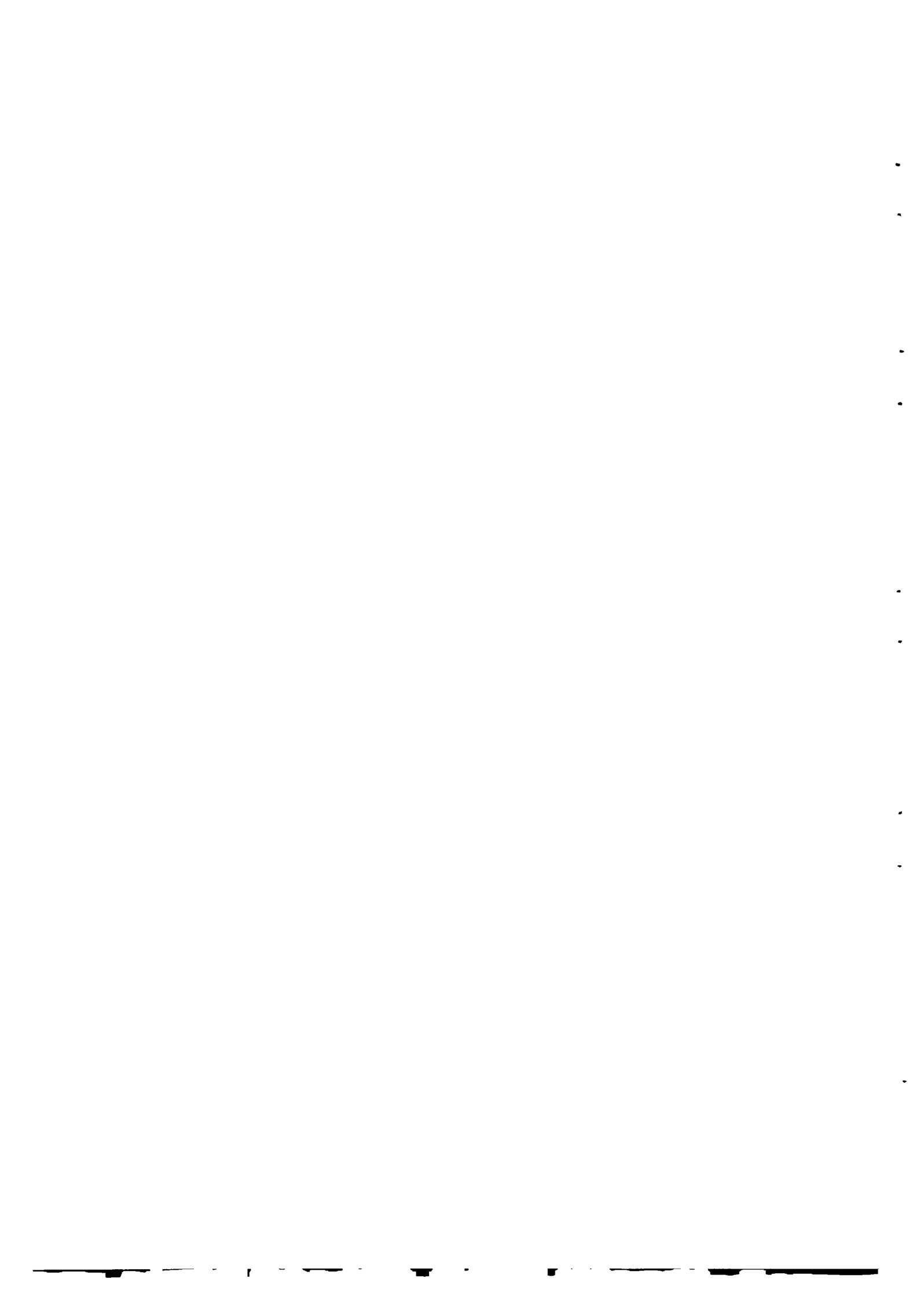
La deuxième partie a servi de support géologique à la première: L'analyse des trajectoires de schistosité dans le domaine centre armoricain confirme l'existence d'un cisaillement transcurrent de cette région à l'hercynien. Les perturbations dans la géométrie des trajectoires, à proximité des massifs granitiques, sont l'indice de l'interactions, et du synchronisme entre leur mise en place et

la déformation régionale. De plus, la cohérence à travers toute cette région, entre les directions principales de la déformation totale et la géométrie de la branche sud du cisaillement sud armoricain, suggère un contrôle important par cette zone de cisaillement intense. Un modèle de cisaillement annulaire, parallèlement à la branche sud rend compte de cette particularité. De plus, il a permis d'estimer un taux moyen de cisaillement et une évaluation minimale des déplacements correspondants.

Dans la Zone Pennique, on note l'existence de deux champs de déformation superposés. Un champ de déformation majeur, dont les trajectoires de linéation décrivent une géométrie en éventail, ouvert d'Ouest à Nord, qui est interprété comme le résultat d'un chevauchement vers le nord et le nord-ouest. Le deuxième champ de déformation, interprété comme le résultat d'un étalement gravitaire (MERLE 1987), est plus localisé et affecte faiblement le précédent, dans la partie occidentale de la région.

En l'absence de données quantitatives concernant la déformation totale, et étant donnée que cette déformation est tridimensionnelle, il n'est pas possible, à l'aide des seules trajectoires de linéation, d'interpréter ce champ de façon unique. Cependant, il reste possible, au moins localement, de contraindre l'interprétation en faisant des estimations, même qualitatives, sur le type de de l'ellipsoïde de déformation et sur ses variations.

ANNEXE I : DEVELOPPEMENT DES EQUATIONS DE COMPATIBILITE



(X_1, X_2) est un système de coordonnées curvilignes orthogonales définies dans un repère cartésien (Z_1, Z_2) , par la transformation:

$$z_1 = z_1(x_1, x_2) \quad ; \quad z_2 = z_2(x_1, x_2) \quad (1)$$

l'inverse est:

$$x_1 = x_1(z_1, z_2) \quad ; \quad x_2 = x_2(z_1, z_2) \quad (2)$$

pour un élément infinitésimal, on a:

$$\begin{bmatrix} dz_1 \\ dz_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \partial z_1 / \partial x_1 & \partial z_1 / \partial x_2 \\ \partial z_2 / \partial x_1 & \partial z_2 / \partial x_2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} dx_1 \\ dx_2 \end{bmatrix} \quad (3)$$

$$\begin{bmatrix} \partial z_1 / \partial x_1 & \partial z_1 / \partial x_2 \\ \partial z_2 / \partial x_1 & \partial z_2 / \partial x_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos a & \sin a \\ -\sin a & \cos a \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} h_1 & 0 \\ 0 & h_2 \end{bmatrix} \quad (4)$$

$$= \begin{bmatrix} h_1 \cos a & h_2 \sin a \\ -h_1 \sin a & h_2 \cos a \end{bmatrix} \quad (5)$$

les équations de compatibilités sont données par:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{\partial z_2}{\partial x_1} \right) = \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{\partial z_1}{\partial x_2} \right) \\ \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{\partial z_2}{\partial x_1} \right) = \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{\partial z_2}{\partial x_2} \right) \end{cases} \quad (6)$$

l'application à (5) des conditions de compatibilité (6) conduit à :

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x_2} (h_1 \cos a) = \frac{\partial}{\partial x_1} (-h_2 \sin a) \\ \frac{\partial}{\partial x_2} (h_1 \sin a) = \frac{\partial}{\partial x_1} (h_2 \cos a) \end{cases} \quad (7)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial h_1}{\partial x_2} \cos a - h_1 \sin a \frac{\partial a}{\partial x_2} = - \frac{\partial h_2}{\partial x_1} \sin a - h_2 \cos a \frac{\partial a}{\partial x_1} \\ \frac{\partial h_1}{\partial x_2} \sin a + h_1 \cos a \frac{\partial a}{\partial x_2} = \frac{\partial h_2}{\partial x_1} \cos a - h_2 \sin a \frac{\partial a}{\partial x_1} \end{cases} \quad (8)$$

$$\begin{cases} (\cos a) \left(\frac{\partial h_1}{\partial x_2} + h_2 \frac{\partial a}{\partial x_1} \right) + (\sin a) \left(\frac{\partial h_2}{\partial x_1} - h_1 \frac{\partial a}{\partial x_2} \right) = 0 \\ (\sin a) \left(\frac{\partial h_1}{\partial x_2} + h_2 \frac{\partial a}{\partial x_1} \right) + (\cos a) \left(\frac{\partial h_2}{\partial x_2} - h_1 \frac{\partial a}{\partial x_1} \right) = 0 \end{cases} \quad (9)$$

la condition pour que (9) soit vérifiée est :

$$\begin{cases} \frac{\partial h_1}{\partial x_2} + h_2 \frac{\partial a}{\partial x_1} = 0 & \frac{\partial a}{\partial x_1} = - \frac{1}{h_2} \frac{\partial h_1}{\partial x_2} \\ \frac{\partial h_2}{\partial x_1} + h_1 \frac{\partial a}{\partial x_2} = 0 & \frac{\partial a}{\partial x_2} = - \frac{1}{h_1} \frac{\partial h_2}{\partial x_1} \end{cases} \quad \text{soit} \quad (10)$$

en posant: $ds_1 = h_1 dx_1$

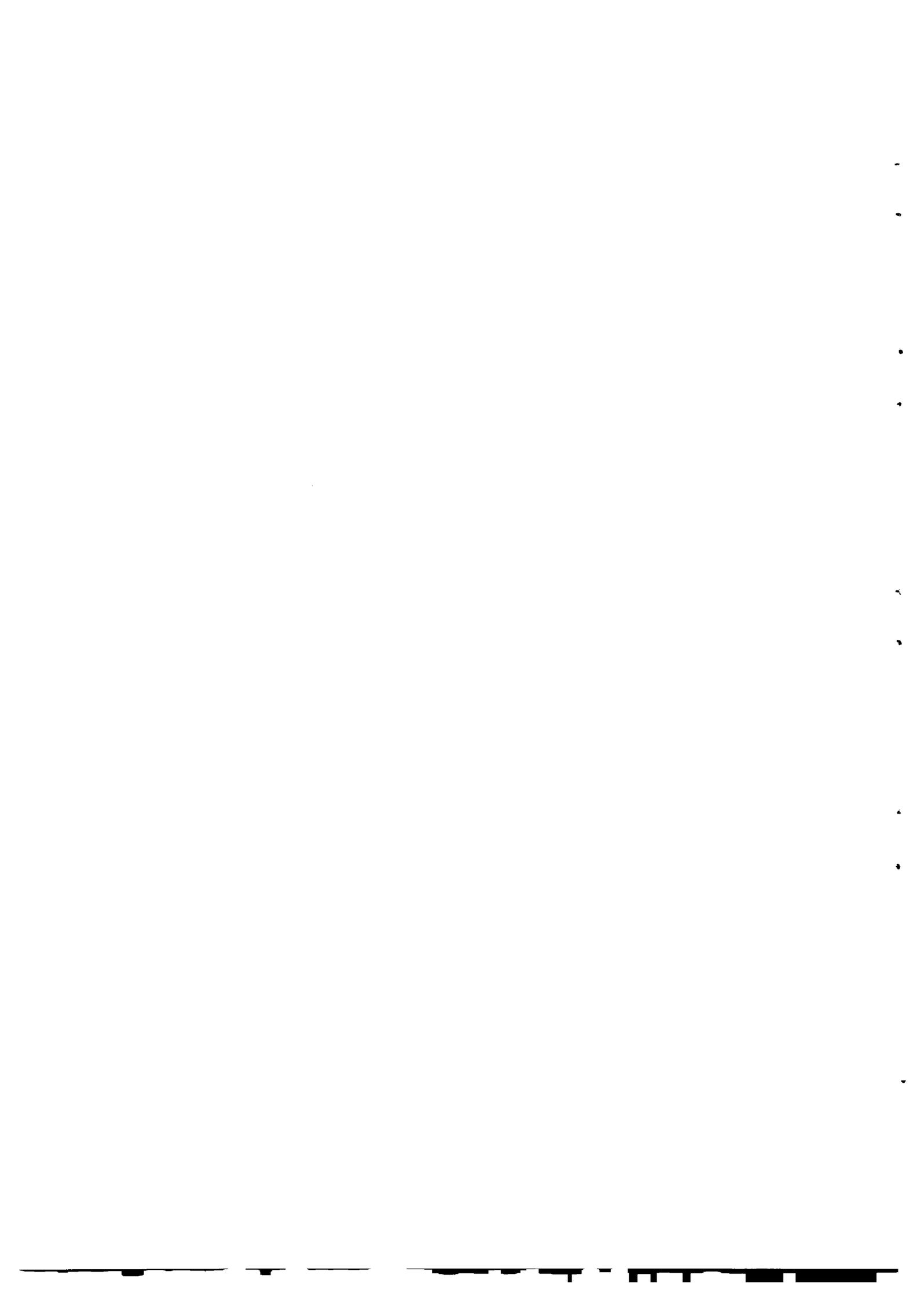
$ds_2 = h_2 dx_2$

ds_1 et ds_2 représentent des distances le long de x_1 et x_2 .
Les équations (10) deviennent :

$$\begin{cases} \frac{\partial a}{\partial s_1} = - \frac{1}{h_1} \frac{\partial h_1}{\partial s_2} = k_1 \\ \frac{\partial a}{\partial s_2} = \frac{1}{h_2} \frac{\partial h_2}{\partial s_1} = k_2 \end{cases} \quad (11)$$

ANNEXE II : CONSTRUCTION D'EXEMPLES THEORIQUES

- A - Cisaillement simple hétérogène (exemple 5, chap III)
- B - Extrusion (exemple 6, Chap III)
- C - Cisaillement annulaire



A - Cisaillement simple hétérogène (ex. 5).

On impose la variation du taux de cisaillement suivant une direction (y) orthogonale à la direction du cisaillement:

$$\gamma = \text{fct} (y)$$

on choisit une loi de la forme:

$$\gamma = a / (1 + (y / c)^n)$$

la courbe $\gamma = \text{fct} (y)$ a une allure en forme de cloche symétrique de part et d'autre de $y=0$, avec un maximum pour $\gamma=a$. L'exposant n détermine l'attitude de la courbe: plus n est grand et plus la courbe tend à ressembler à une "boite" dont les arêtes sont centrées sur $y=+c$ et $y=-c$ avec, entre ces deux valeurs, un palier où y est peu différent de a.

On obtient ainsi la géométrie d'une zone de cisaillement symétrique avec un fort gradient d'intensité de la déformation depuis les bordures vers le centre.

Les valeurs utilisées ici sont: $a = 3$; $c = 2$; $n = 4$.

Connaissant la valeur de γ en tout point, les axes de l'ellipse de déformation sont donnés par:

$$\lambda_{\max}^2 = (1 + \gamma^2 / 2) + (1 + \gamma^2 / 4)^{1/2}$$

$$\lambda_{\min}^2 = (1 + \gamma^2 / 2) - (1 + \gamma^2 / 4)^{1/2}$$

l'orientation de λ_{\max} est donnée par:

$$\alpha = (1/2) (\pi/2 - \arctg (\gamma/2))$$

Pour aider à visualiser le cisaillement, on détermine les contours déformés d'un objet initialement rectangulaire et parallèle à la direction du cisaillement.

sachant que: $\gamma = dx / dy$

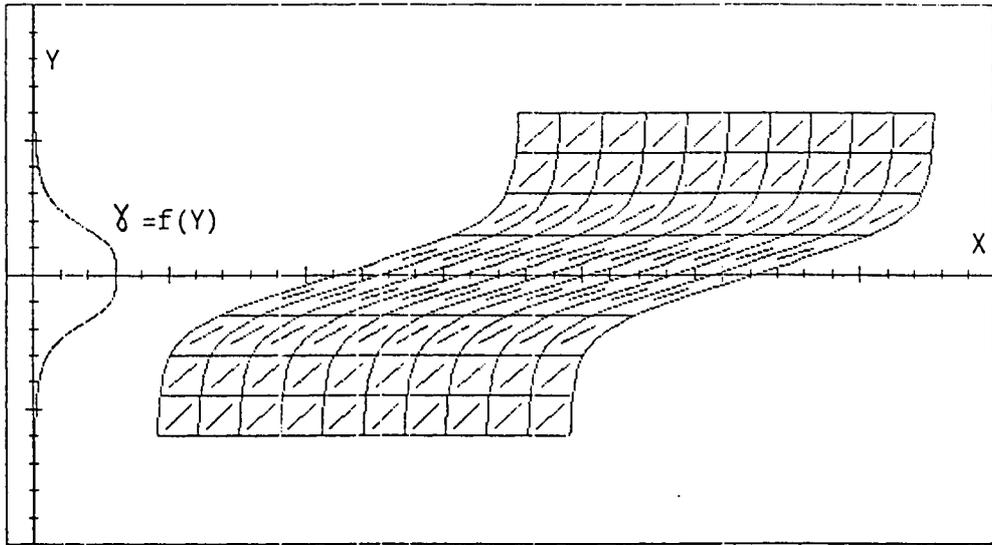


FIG. A1 Cisaillement simple hétérogène

on a :

$$\frac{dx}{dy} = \frac{a}{1 + (y/c)^n}$$

en intégrant, on obtient: $x = fct (y)$

$$\frac{1}{1 + (y/c)^n} = c \frac{1}{c^n + y^n}$$

pour $n=4$, il existe une primitive connue à l'expression $1/(c^n+y^n)$ (cf Handbook of Physics & Chemistry, 1979, p. A-119).

on obtient finalement:

$$x = \frac{a}{2c^2} \cdot (1/2) \cdot \left[\text{LOG} \left(\frac{y^2 + cy^2 + c}{y^2 - cy^2 + c} \right) \right] + \left[\text{arctg} \left(\frac{cy^2}{c - y} \right) \right] + \text{cste}$$

B - Extrusion (ex. 6).

méthode

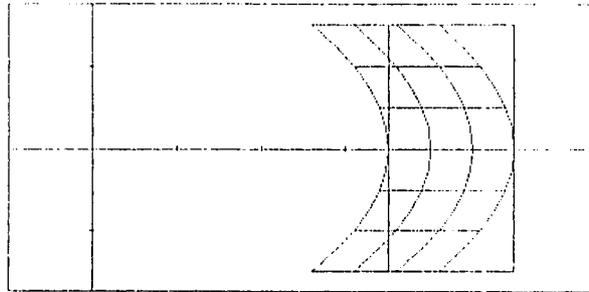
Chaque modèle est décrit par une transformation du type:

$$X = f1 (x,y) ; Y = f2 (x,y)$$

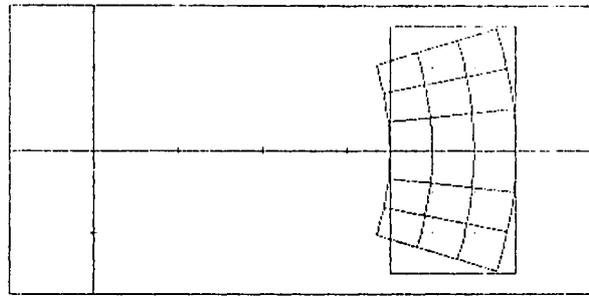
où (X,Y) sont les coordonnées d'un point dans l'état déformé et (x,y) , celles du point correspondant dans l'état initial non déformé. Le calcul de l'orientation et des valeurs des axes principaux de la déformation est fait en utilisant les relations suivantes (cf. par ex. RAMSAY & GRAHAM 1970):

la matrice de la déformation est:

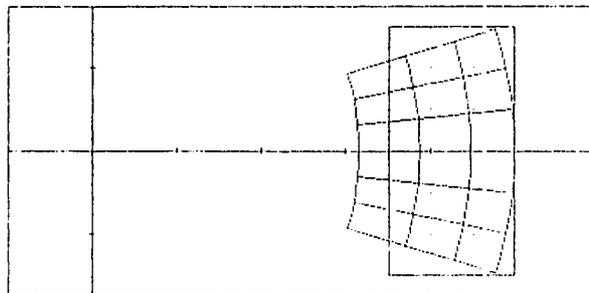
$$D = \begin{bmatrix} A & B \\ C & D \end{bmatrix}$$



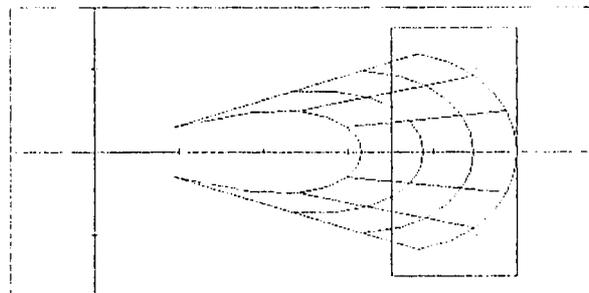
a



b



c



d

FIG. A2 a: plissement semblable
 b: plissement concentrique (sans conservation de surface)
 c: plissement concentrique (avec conservation de la surface)
 d: combinaison d'un pli semblable suivi d'un pli concentrique (à surface constante).

$$\begin{aligned} \text{avec : } A &= \partial f_1 / \partial x & B &= \partial f_1 / \partial y \\ C &= \partial f_2 / \partial x & D &= \partial f_2 / \partial y \end{aligned}$$

les étirements principaux, e_{\max} et e_{\min} , sont donnés par :

$$(1+e_{\max})^2 = (1/2) (A^2+B^2+C^2+D^2 + \sqrt{(A^2+B^2+C^2+D^2)^2 - 4(AD-BC)^2})$$

$$(1+e_{\min})^2 = (1/2) (A^2+B^2+C^2+D^2 - \sqrt{(A^2+B^2+C^2+D^2)^2 - 4(AD-BC)^2})$$

l'orientation θ de λ_{\max} est donnée par :

$$\text{tg}(2\theta) = 2(AC+BD) / (A^2+B^2+C^2+D^2)$$

1 - plissement semblable

1.1 - Equations de transformation :

$$X = f_1(x,y) = x + y^2$$

$$Y = f_2(x,y) = y$$

1.2 - Gradient de la transformation :

$$A = \partial f_1 / \partial x = 1$$

$$B = \partial f_1 / \partial y = 2y$$

$$C = \partial f_2 / \partial x = 0$$

$$D = \partial f_2 / \partial y = 1$$

1.3 - Déformation réciproque :

$$x = F_1(X,Y) = X - Y^2$$

$$y = F_2(X,Y) = Y$$

1.4 - Gradients de la déformation inverse :

$$A = \partial F_1 / \partial X = 1$$

$$B = \partial F_1 / \partial Y = -2Y$$

$$C = \partial F_2 / \partial X = 0$$

$$D = \partial F_2 / \partial Y = 1$$

2 - plissement concentrique

2.1 - Equations de transformation:

- cas général: (cf. COBBOLD 1980, p.382)

en coordonnées polaires: $X = r \cos a$
 $Y = r \sin a$ (1a)

en coordonnées cartésiennes: $X = x \cos y$
 $Y = x \sin y$ (1b)

- conditions de conservation de la surface:

La surface d'un petit élément limité par deux arcs de cercles concentriques est exprimé par:

$$S = (1/2) ((r+\Delta r)^2 - r^2)$$
$$= (1/2) (r^2 + \Delta r^2 + 2r \Delta r - r^2)$$

on néglige Δr^2 et on obtient: $dS = r dr$

la surface totale est: $S = \int dS = \int r dr$

un petit élément de x varie de la même manière qu'un élément de surface, on pose: $dx = r dr$

en intégrant, on obtient:

$$x = (1/2) r^2 + k \quad k = \text{cste}$$

$$\text{et } r = (2x - 2k)^{1/2}$$

on remplace r par son expression dans les équations (1):

$$X = f1(x,y) = (2x - 2k)^{1/2} \cos y$$

$$Y = f2(x,y) = (2x - 2k)^{1/2} \sin y$$

2.2 - Gradients de la déformation

$$A = \partial f1 / \partial x = (2x - 2k)^{-1/2} \cos y$$

$$B = \partial f1 / \partial y = - (2x - 2k)^{1/2} \sin y$$

$$C = \partial f2 / \partial x = (2x - 2k)^{-1/2} \sin y$$

$$D = \partial f2 / \partial y = (2x - 2k)^{1/2} \cos y$$

2.3 - Déformation réciproque:

$$x = F1 (X,Y) = (1/2) (X / \cos (\arctg (Y/X)))^2 - k$$

$$y = F2 (X,Y) = \arctg (Y/X)$$

2.4 - Gradients de la déformation réciproque:

on pose:

$$x = (1/2) X^2 (\cos (\arctg (X/Y)))^{-2} - k$$

$$x = v \cdot u - k$$

avec

$$v = (1/2) X^2 \text{ et } u = (\cos (\arctg (Y/X)))^{-2}$$

et $H = Y/X$; $G = \arctg (Y/X)$; $F = \cos (\arctg (Y/X))$

$$U_x = \partial F1 / \partial x = ((2 F^{-3} \sin G) / (1 + (Y/X)^2)) \cdot (-Y/X^2)$$

$$V_x = \partial F2 / \partial x = X$$

$$U_y = \partial F1 / \partial y = ((2 F^{-3} \sin G) / (1 + (Y/X)^2)) \cdot (1/X)$$

$$V_y = \partial F2 / \partial y = 0$$

on a:

$$A = \partial F1 / \partial X = U_x \cdot v + U \cdot V_x$$

$$B = \partial F1 / \partial Y = U_y \cdot v + U \cdot V_y$$

$$C = \partial F2 / \partial x = 1 / ((1 + \arctg (Y/X))^2) \cdot (-Y/X^2))$$

$$D = \partial F2 / \partial y = 1 / ((1 + \arctg (Y/X))^2) \cdot (1/X))$$

3 - extrusion

3.1 - Equation de transformation:

On combine respectivement un pli semblable puis un pli concentrique:

$$X = f1(x,y) = (2x + 2y^2 + 2k)^{1/2} \cos y$$

$$Y = f2(x,y) = (2x + 2y^2 + 2k)^{1/2} \sin y$$

avec $k = \text{cste}$

3.2 - Gradients de la déformation:

$$A = \partial f1 / \partial x = (2x + 2y^2 + 2k)^{-1/2} \cos y$$

$$B = \partial f1 / \partial y = (2x + 2y^2 + 2k)^{1/2} \sin y + (2x + 2y^2 + 2k)^{-1/2} \cos y$$

$$C = \partial f2 / \partial x = (2x + 2y^2 + 2k)^{-1/2} \sin y$$

$$D = \partial f2 / \partial y = (2x + 2y^2 + 2k)^{-1/2} \cos y + (2x + 2y^2 + 2k)^{-1/2} \sin y$$

3.3 - Déformation réciproque:

$$x = F1(X,Y) = (1/2) (X/\cos(\arctg(Y/X)))^2 - (\arctg(Y/X))^2 - k$$

$$y = F2(X,Y) = \arctg(Y/X)$$

3.4 - Gradients de la déformation inverse:

On reprend les termes utilisés dans le paragraphe précédent (U,V,F,G,H):

$$x = V \cdot U - G^2 - k$$

$$y = G$$

en posant:

$$G_x = \partial G / \partial x = (1/(1+(Y/X)^2)) \cdot (-Y/X^2)$$

$$G_y = \partial G / \partial y = (1/(1+(Y/X)^2)) \cdot (1/X)$$

on a:

$$A = \partial F1 / \partial X = U_x \cdot V + U \cdot V_x - 2 G \cdot G_x$$

$$B = \partial F1 / \partial Y = U_y \cdot V + U \cdot V_y - 2 G \cdot G_y$$

$$C = \partial F2 / \partial X = (1 / (1+(Y/X)^2)) \cdot (-Y/X^2)$$

$$D = \partial F2 / \partial Y = (1 / (1+(Y/X)^2)) \cdot (1/X)$$

C - Cisaillement annulaire

Par analogie avec un cisaillement simple, on considère un cisaillement dont la direction suit un arc de cercle et dont le taux γ est constant. Si on appelle R_0 le rayon du cercle, U le déplacement tangentiel et D la largeur de la zone cisailée (fig.), le taux est donné par:

$$\gamma = \frac{d U}{d R} - \frac{U}{R} \quad (1)$$

avec $R = R_0 + D$

Le déplacement U est calculé de la manière suivante:

on pose

$$U = V R \quad (2)$$

avec $V = \text{fct}(R)$

la dérivation de (2) donne

$$\frac{d U}{d R} = V + R \frac{d V}{d R} \quad (3)$$

tandis que de (1) on a

$$\frac{d U}{d R} = V + \gamma \quad (4)$$

en égalisant (3) et (4),

$$d V = \frac{d R}{R} \quad (5)$$

l'intégration de (5) donne

$$V = \gamma \ln R + C, \quad C = \text{cste} \quad (6)$$

soit:

$$U = R (\gamma \ln R + C) \quad (7)$$

lorsque $R = R_0$, le déplacement est nul, $U = 0$, d'où

$$C = -\gamma \ln R_0 \quad (8)$$

on obtient finalement le déplacement tangentiel

$$U = R \gamma \ln (R / R_0) \quad (9)$$

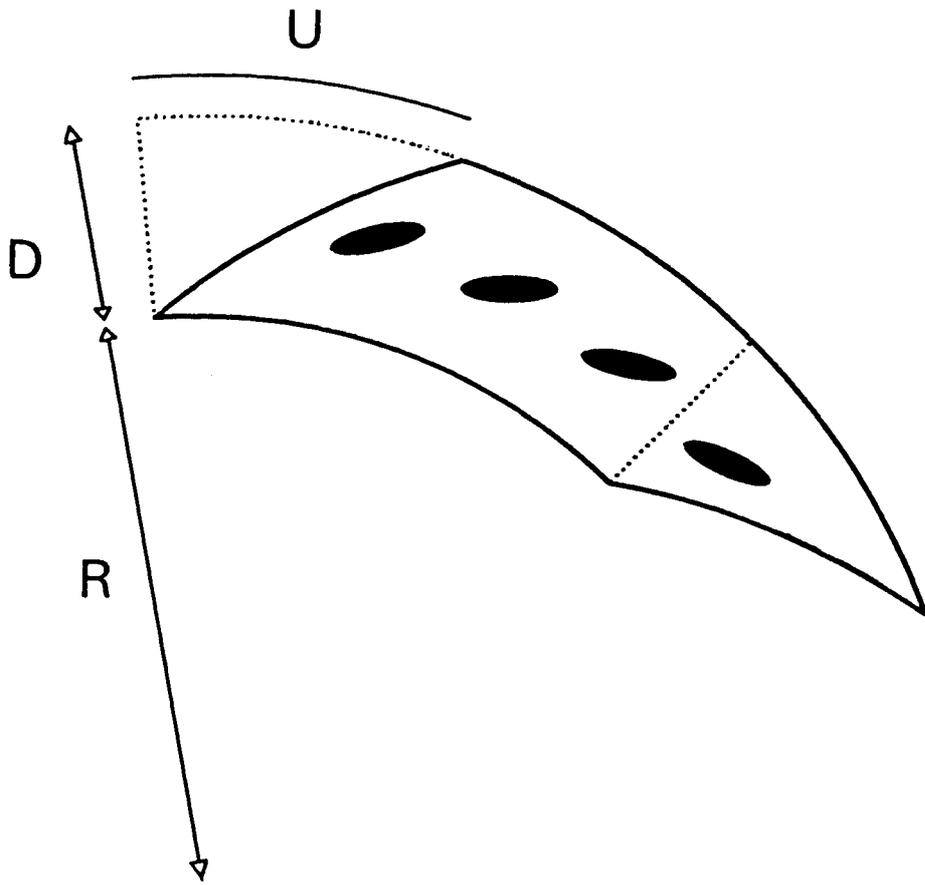
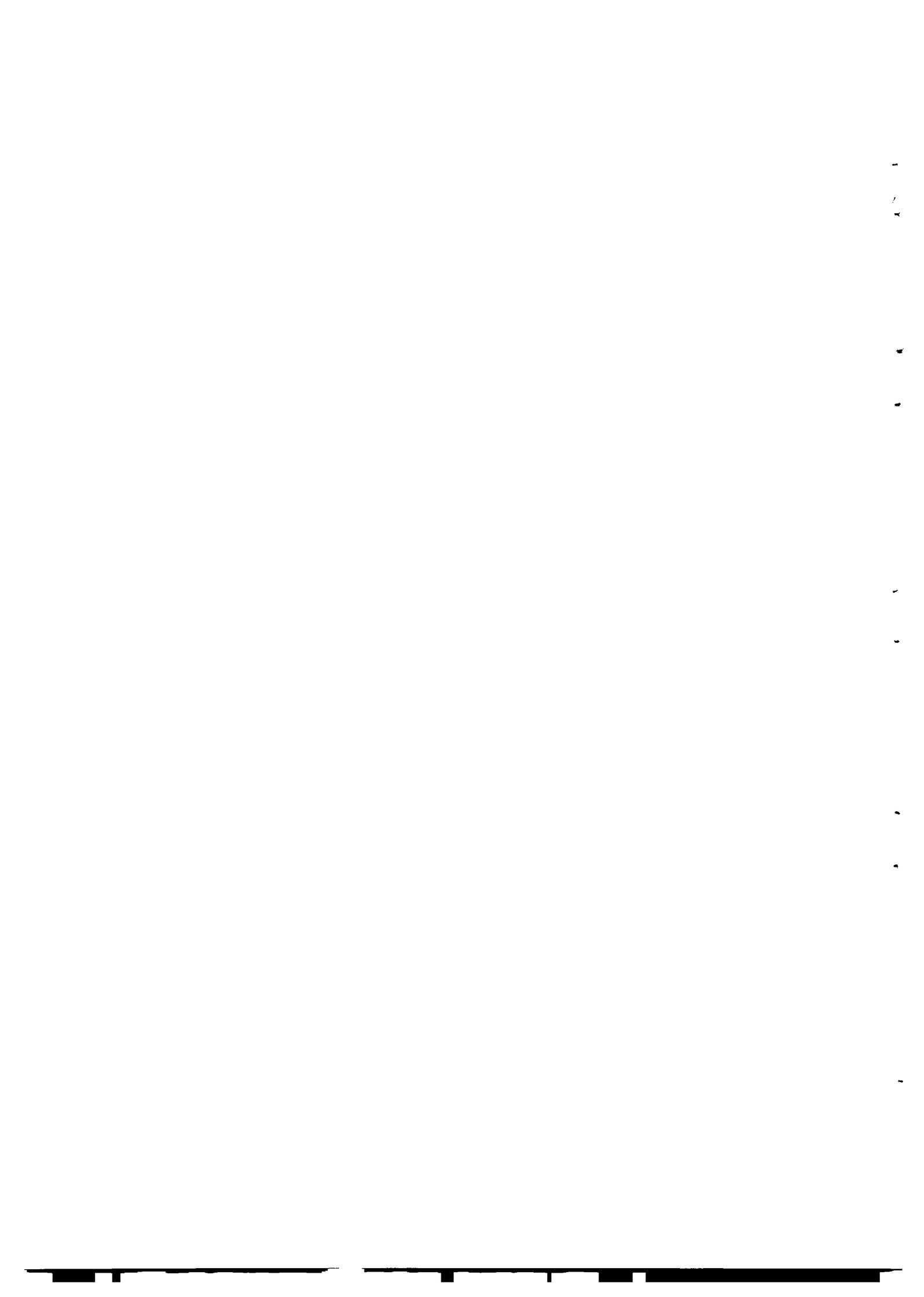


FIG. A3 Cisaillement annulaire

ANNEXE III

Tracé interactif/automatique de
trajectoires de schistosité



```

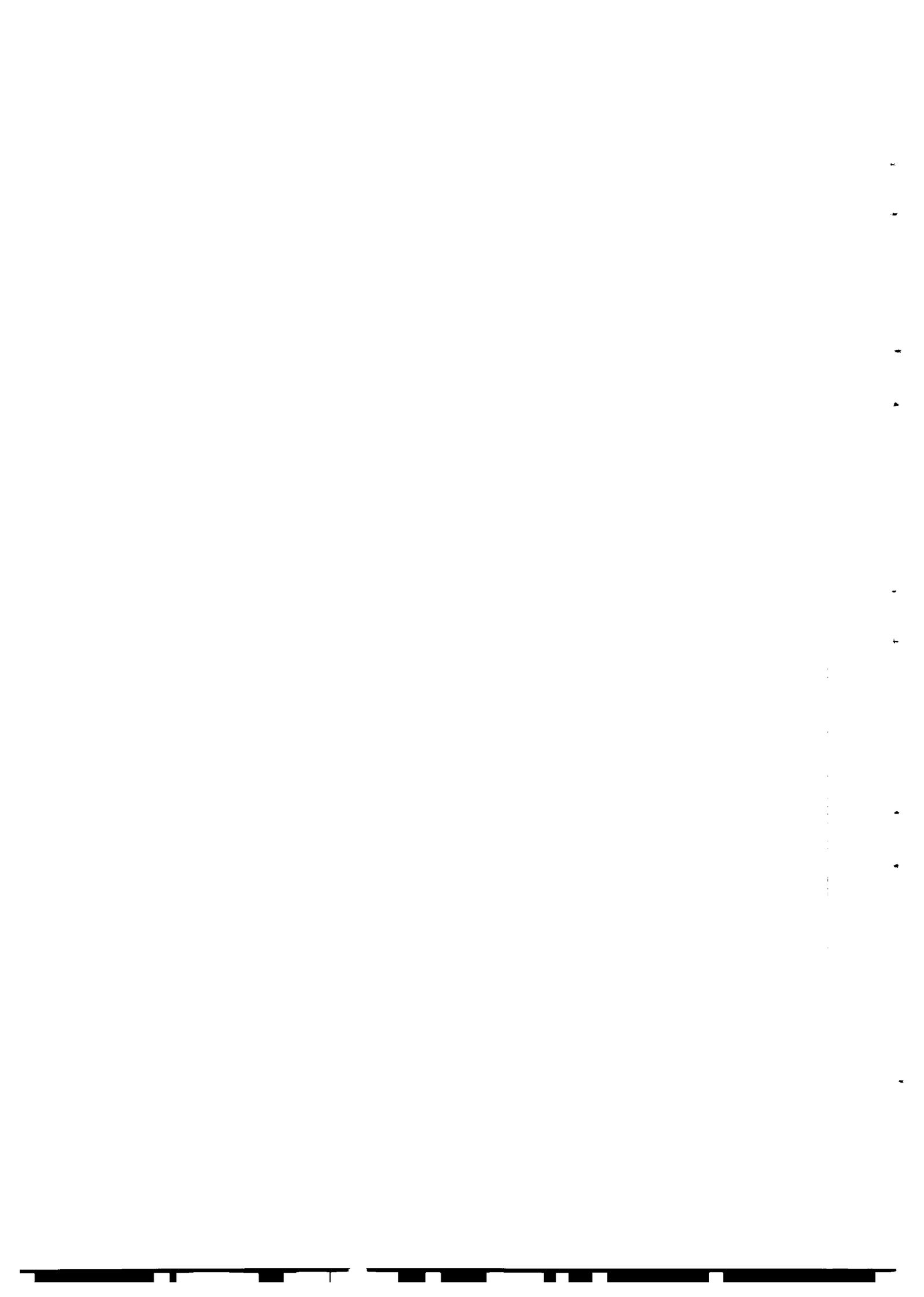
10: Dims="Dimension des "
20 Ew#="Éléments "
30 T#="Tracage"
40 OPTION BASE 1
50 STANDARD
60 IE#
70 GOSUB 12890
80 Calc=1
90 Debut: !
100 GOSUB Tableaux
101 PRINT CHR$(12)
110 S_: GOTO Saisie
120 S0: IF NOT Re_i THEN S1
130 S00: DISP "Connexion des données initiales ?"
140 ON KEY #0 GOTO 170
150 ON KEY #1 GOTO S1
160 GOTO 160
170 GOSUB Correction
180 S1: N=Nto;
190 L1=0
200 GOSUB Bordures
210 GOSUB Selection
220 PRINT LIN(0; D#&Ew#; TAB(29); " "; TAB(31); H1; TAB(42); H2;
230 WAIT 1000
240 H3=H1/2
250 H4=H2/2
260 GCLEAR
270 !
280 IF Calc THEN Debut_tracage
290 Numero: CSIZE 3
300 MOVE Xc-(H6-H6/5), Yc-(H6-H6/5)
310 LABEL Num
320 RETURN
330 Selection: Ns=L1=0
340 FIXED 0
350 FOR I=1 TO N
360 DISP "Selection"; TAB(10); " "; TAB(15); I; TAB(25); Ns
370 IF (X1(I)<Xmin) OR (X1(I)>Xmax) OR (Y1(I)<Ymin) OR (Y1(I)>Ymax) THEN 440
380 IF (T1(I)=.1) OR (S1(I)=.1) OR (S1(I)=99) THEN 440
390 Ns=Ns+1
400 X(Ns)=X1(I)
410 Y(Ns)=Y1(I)
420 T(Ns)=T5(Ns)=T1(I)
430 S(Ns)=S5(Ns)=S1(I)
440 NEXT I
450 PRINT "Nombre de points considérés :"; SPA(1); Ns; LIN(1)
460 WAIT 1000
470 DISP " "
480 L1=L1+1
490 RETURN
500 Femember: IF K<=2 THEN RETURN
510 Rem=Rem+1
520 Effacement=0
530 S1(Rem)=K
540 IF Avant>1950 THEN GOSUB Beep
550 IF Avant>1950 THEN RETURN
560 FOR J=1 TO K
570 X1(J+Avant)=R(J,1)
580 Y1(J+Avant)=R(J,2)
590 NEXT J
600 J=Avant+S1(Rem)
610 IF Pend=0 THEN 680
620 X1(J+1)=R:(Int-1)/2,1)
630 Y1(J+1)=R:(Int-1)/2,2)
640 X1(J+2)=R: Int+2,1)

```

```

650 Y1(J+2)=R: Int+2,2)
660 X1(J+3)=R:(Int+3)/2,1)
670 Y1(J+3)=R:(Int+3)/2,2)
680 T1(Rem)=Avant+1
690 Avant=S1(Rem)+Avant+3
700 IF Seq AND (Avant)=1900 THEN GOSUB Seq
710 IF Memoire THEN GOSUB 8490
720 RETURN
730 Retracer: PENUP
740 Xr=93
750 Yr=99
760 D=0
770 GOSUB R_1
780 IF Re_seq THEN GOSUB Get_seq
790 FOR I=1 TO Rem
800 PENUP
810 IF (T1(I)=0) OR (S1(Rem)=.1) THEN Suivre
820 MOVE X1(T1(I)), Y1(T1(I))
830 FOR J=T1(I) TO T1(I)+S1(I)-1
840 DRAW X1(J), Y1(J)
850 NEXT J
860 J=T1(I)+S1(I)-1
870 PENUP
880 MOVE X1(J+1), Y1(J+1)
890 IF (X1(J+1)=0) AND (Y1(J+1)=0) THEN Suivre
900 IF (X1(J+2)=0) AND (Y1(J+2)=0) THEN Suivre
910 IF (X1(J+3)=0) AND (Y1(J+3)=0) THEN Suivre
920 IF (X1(J+1)<Xmin) OR (X1(J+1)>Xmax) OR (Y1(J+1)<Ymin) OR (Y1(J+1)>Ymax) TH
EN 940
930 DRAW X1(J+1), Y1(J+1)
940 IF (X1(J+2)<Xmin) OR (X1(J+2)>Xmax) OR (Y1(J+2)<Ymin) OR (Y1(J+2)>Ymax) TH
EN 960
950 DRAW X1(J+2), Y1(J+2)
960 IF (X1(J+3)<Xmin) OR (X1(J+3)>Xmax) OR (Y1(J+3)<Ymin) OR (Y1(J+3)>Ymax) TH
EN 980
970 DRAW X1(J+3), Y1(J+3)
980 PENUP
990 Suivre: NEXT I
1000 IF Re_seq AND (Seq2<Sequence) THEN Retracer
1010 Seq=Re_seq=0
1020 RETURN
1030 Beep: BEEP
1040 WAIT 100
1050 BEEP
1060 RETURN
1070 Interactif: !
1080 R1: PENUP
1090 OFF ERROR
1100 H#=#P1#
1110 LINE TYPE 1
1120 IF Anomalie AND (H#="GRAPHICS") THEN GOSUB Plotanom
1130 F2=C1ef=Eff=Fac=Numero=Aut=0
1140 Interact=1
1150 ON KEY #15 GOSUB Sommaire
1160 ON KEY #3 GOSUB Zone
1170 ON KEY #19 GOSUB Efface_zone
1180 ON KEY #4 GOSUB Plot
1190 ON KEY #20 GOSUB Avantplot
1200 ON KEY #5 GOSUB Plotpoints
1210 ON KEY #21 GOSUB Avantplotpoints
1220 ON KEY #6 GOSUB Retracer
1230 ON KEY #22 GOSUB Gclear
1240 ON KEY #7 GOSUB Frame1
1250 ON KEY #23 GOSUB Efface'rame
1260 ON KEY #8 GOTO Re_d_t
1270 ON KEY #24 GOSUB Zero0

```



```

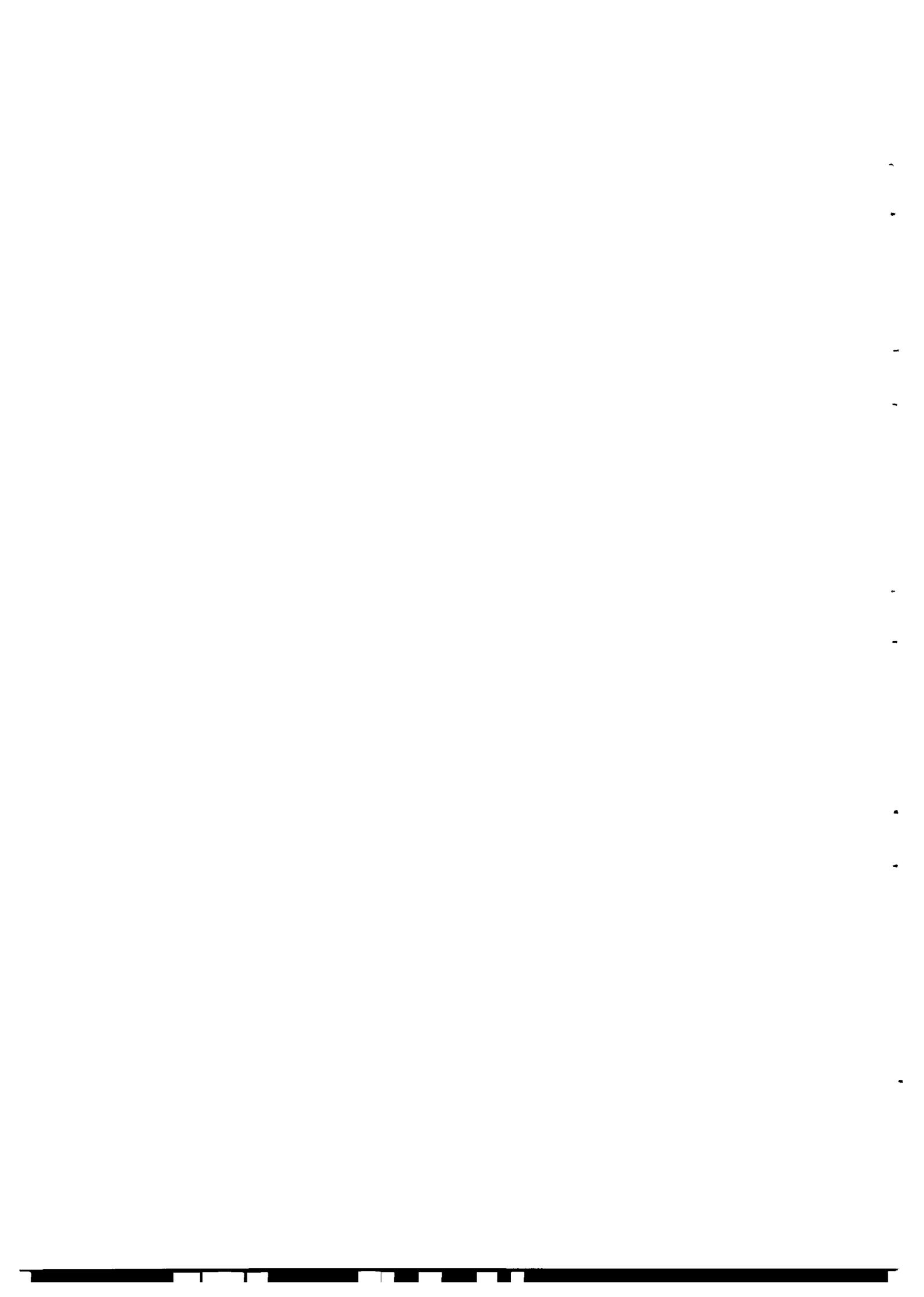
1280 ON KEY #9 GOSUB Dump
1290 ON KEY #25 GOSUB Change_int
1300 ON KEY #10 GOTO Change_limit
1310 ON KEY #16 GOSUB Help
1320 ON KEY #26 GOTO Save_trajectory
1330 ON KEY #11 GOSUB Anomalie
1340 ON KEY #27 GOTO Anomalie_zone
1350 ON KEY #12 GOTO Change_plotter
1360 ON KEY #28 GOTO Get_trajectory
1370 ON KEY #13 GOTO Focus
1380 ON KEY #29 GOTO Global
1390 ON KEY #14 GOTO Idem
1400 ON KEY #30 GOTO Label_numero
1410 ON KEY #2 GOTO Automatique_1
1420 ON KEY #31 GOTO Fonctions
1430 ON KEY #17 GOTO Efface_segment
1440 ON KEY #18 GOTO Automatique_2
1450 IF Clef THEN 1450
1460 GOSUB Digitize
1470 L333: ON KEY #0 GOTO F2_0
1480 ON KEY #1 GOTO F2_1
1490 GOTO 1490
1500 F2_0: F2=0
1510 Kr=3
1520 Br=99
1530 C=0
1540 GOSUB R_1
1550 GOTO 1610
1560 F2_1: F2=1
1570 Kr=18
1580 Br=99
1590 C=0
1600 GOSUB R_1
1610 IF Effacement THEN 1630
1620 IF Memoire THEN GOSUB Remember
1630 Effacement=0
1640 Xdep=Xdig
1650 Ydep=Ydig
1660 GOTO L33
1670 K2suite: Xdep=X
1680 Ydep=Y
1690 K2=0
1700 GOTO L33
1710 Anomalie:La=La+1
1720 Anomalie=0
1730 IF FRACT(La/2) THEN Anomalie=1
1740 IF Anomalie=0 THEN 1790
1750 Plotanom: PENUP
1760 MOVE Xmin,Ymin
1770 LABEL "A"
1780 GOTO 1830
1790 PENUP
1800 PEN -1
1810 MOVE Xmin,Ymin
1820 LABEL "A"
1830 RETURN
1840 Change_plotter: EXIT GRAPHICS
1850 Kr=18
1860 Br=86
1870 C=0
1880 GOSUB R_1
1890 Change_plotter=1
1900 GOTO Echelle
1910 Retour2: N#P1#
1920 PLOTTER IS N#
1930 GOSUB Scale

```

```

1940 Change_plotter=0
1950 GOTO A1
1960 Elem1: PEN 1
1970 X2(1)=Xc-H4
1980 Y2(1)=Yc-H4
1990 H5=H2
2000 H6=H5/2
2010 GOSUB Construire
2020 PENUP
2030 RETURN
2040 Detection:CSIZE 3
2050 MOVE Xc,Yc
2060 LABEL "A"
2070 PENUP
2080 RETURN
2090 Elem2: PEN 1
2100 X2(1)=Xc-H3
2110 Y2(1)=Yc-H3
2120 H5=H1
2130 H6=H5/2
2140 GOSUB Construire
2150 PENUP
2160 RETURN
2170 Efface_segment: Eff=1
2180 Kr=1
2190 Br=99
2200 C=1
2210 GOSUB R_1
2220 Effacement=1
2230 PEN -1
2240 GOTO Move
2250 Change_int: EXIT GRAPHICS
2260 Kr=18
2270 Br=86
2280 C=1
2290 GOSUB R_1
2300 Clef=1
2310 PRINT "Segment :";
2320 INPUT Int
2330 PRINT TAB(20);Int
2340 RETURN
2350 Anomalie_zone:
2360 Kr=33
2370 Br=86
2380 C=1
2390 GOSUB R_1
2400 LINE TYPE 4
2410 FOR Iz=1 TO Nc
2420 IF NOT Anom(Iz) THEN 2480
2430 X2(1)=Xc(Iz)-H3
2440 Y2(1)=Yc(Iz)-H3
2450 H5=H1
2460 GOSUB Construire
2470 PENUP
2480 NEXT Iz
2490 LINE TYPE 1
2500 GOTO A1
2510 Global: Global=1
2520 Focus=0
2530 Kr=78
2540 Br=86
2550 C=1
2560 GOSUB R_1
2570 GOSUB Global2
2580 PLOTTER IS "GRAPHICS"
2590 GOSUB Scale

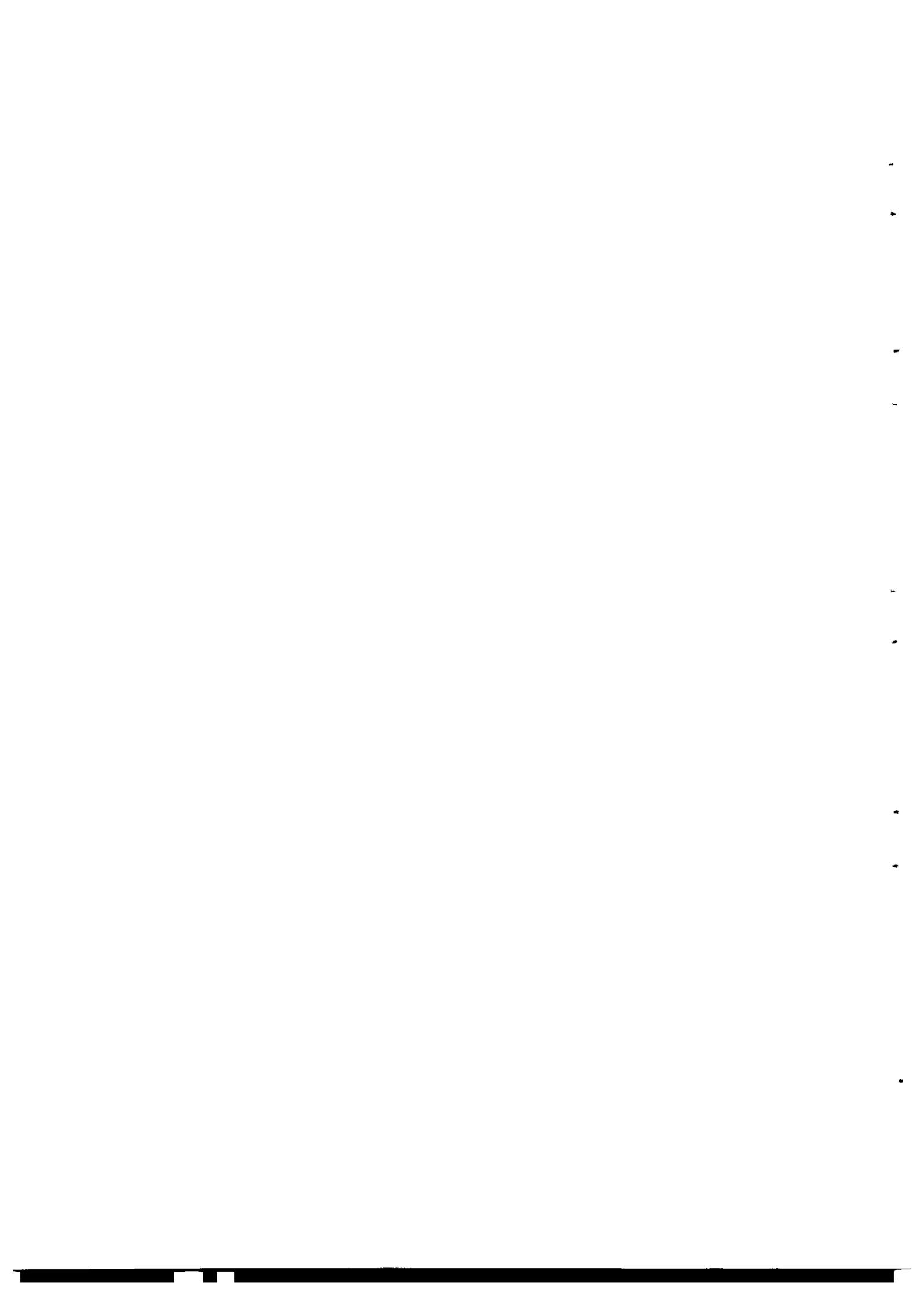
```



```

2600 GOSUB Plotpoints
2610 Global=0
2620 GOTO A1
2630 Re_affiche: Re_affiche=1
2640 Global2: Xmin=Xmin1
2650 Ymin=Ymin1
2660 Xmax=Xmax1
2670 Ymax=Ymax1
2680 Zone=0
2690 IF Global THEN RETURN
2700 FIXED 0
2710 GOSUB Re_affichage
2720 Re_affiche=0
2730 RETURN
2740 Efface_zone: Zone=Clef=Eff=1
2750 C=1
2760 Kr=48
2770 Br=99
2780 GOSUB R_1
2790 LINE TYPE 3
2800 PEN -1
2810 GOTO 2910
2820 Zone: Zone=Clef=1
2830 Kr=48
2840 Br=99
2850 C=0
2860 GOSUB R_1
2870 Eff=0
2880 PEN 1
2890 IF (N#="9872A") AND Interact THEN PEN 3
2900 PENUP
2910 GOSUB Zonesuite
2920 PENUP
2930 LINE TYPE 1
2940 RETURN
2950 Digitize: POINTER Xar,Yar,4
2960 PEN 1
2970 PENUP
2980 LINE TYPE 1
2990 DIGITIZE Xdig,Ydig
3000 Xdep=Xdig
3010 Ydep=Ydig
3020 RETURN
3030 Idem: !
3040 Kr=93
3050 Br=86
3060 C=0
3070 GOSUB R_1
3080 POINTER Xdep,Ydep,2
3090 LINE TYPE 1
3100 GOSUB 2960
3110 GOTO L333
3120 Gclear: !
3130 Kr=93
3140 Br=99
3150 C=1
3160 GOSUB R_1
3170 GCLEAR
3180 RETURN
3190 Frame1: !
3200 Kr=108
3210 Br=99
3220 C=0
3230 GOSUB R_1
3240 LINE TYPE 3
3250 IF N#="9872A" THEN PEN 1
3260 IF N#="9872A" THEN LINE TYPE 1
3270 GOTO 3440
3280 Effaceframe: !
3290 Kr=108
3300 Br=99
3310 C=1
3320 GOSUB R_1
3330 PEN -1
3340 PENUP
3350 DRAW Xmin,Ymin
3360 DRAW Xmax,Ymin
3370 DRAW Xmax,Ymax
3380 DRAW Xmin,Ymax
3390 DRAW Xmin,Ymin
3400 PEN 1
3410 PENUP
3420 RETURN
3430 Frame2: LINE TYPE 1
3440 FRAME
3450 LINE TYPE 1
3460 Clef=1
3470 RETURN
3480 Avantplotpoints: C=Eff=1
3490 GOTO Pp2
3500 Plotpoints: CSIZE 2.5
3510 C=Eff=0
3520 Pp2: Clef=1
3530 IF Global THEN 3570
3540 Kr=78
3550 Br=99
3560 GOSUB R_1
3570 IF (N#="GRAPHICS") AND (Eff=0) THEN PEN 1
3580 IF (N#="GRAPHICS") AND Eff THEN PEN -1
3590 FOR Jz=1 TO Nz
3600 IF T(Jz)<>.1 THEN PLOT X(Jz),Y(Jz)
3610 IF Label THEN LABEL Jz
3620 PENUP
3630 NEXT Jz
3640 PENUP
3650 CSIZE 3
3660 RETURN
3670 Construire: X2(2)=X2(3)=X2(1)+H5
3680 Y2(2)=Y2(5)=Y2(1)
3690 X2(4)=X2(5)=X2(1)
3700 Y2(3)=Y2(4)=Y2(1)+H5
3710 Dessinc: MOVE X2(1),Y2(1)
3720 FOR J=1 TO 5
3730 PLOT X2(J),Y2(J)
3740 NEXT J
3750 PENUP
3760 RETURN
3770 Dump: !
3780 Kr=18
3790 Br=86
3800 C=0
3810 GOSUB R_1
3820 DUMP GRAPHICS #7,0
3830 PRINTER IS 7,0
3840 PRINT LIN(2);Nomf;TAB(30);"X=";TAB(40);Xmin-Cc;TAB(50);Xmax+Cc;LIN(1)
3850 PRINT TAB(30);"Y=";TAB(40);Ymin-Cc;TAB(50);Ymax+Cc;LIN(3)
3860 PRINT Nomdat,acal,;PAGE
3870 PRINTER IS 16
3880 Clef=1
3890 RETURN
3900 Zero0: !
3910 Kr=3

```



```

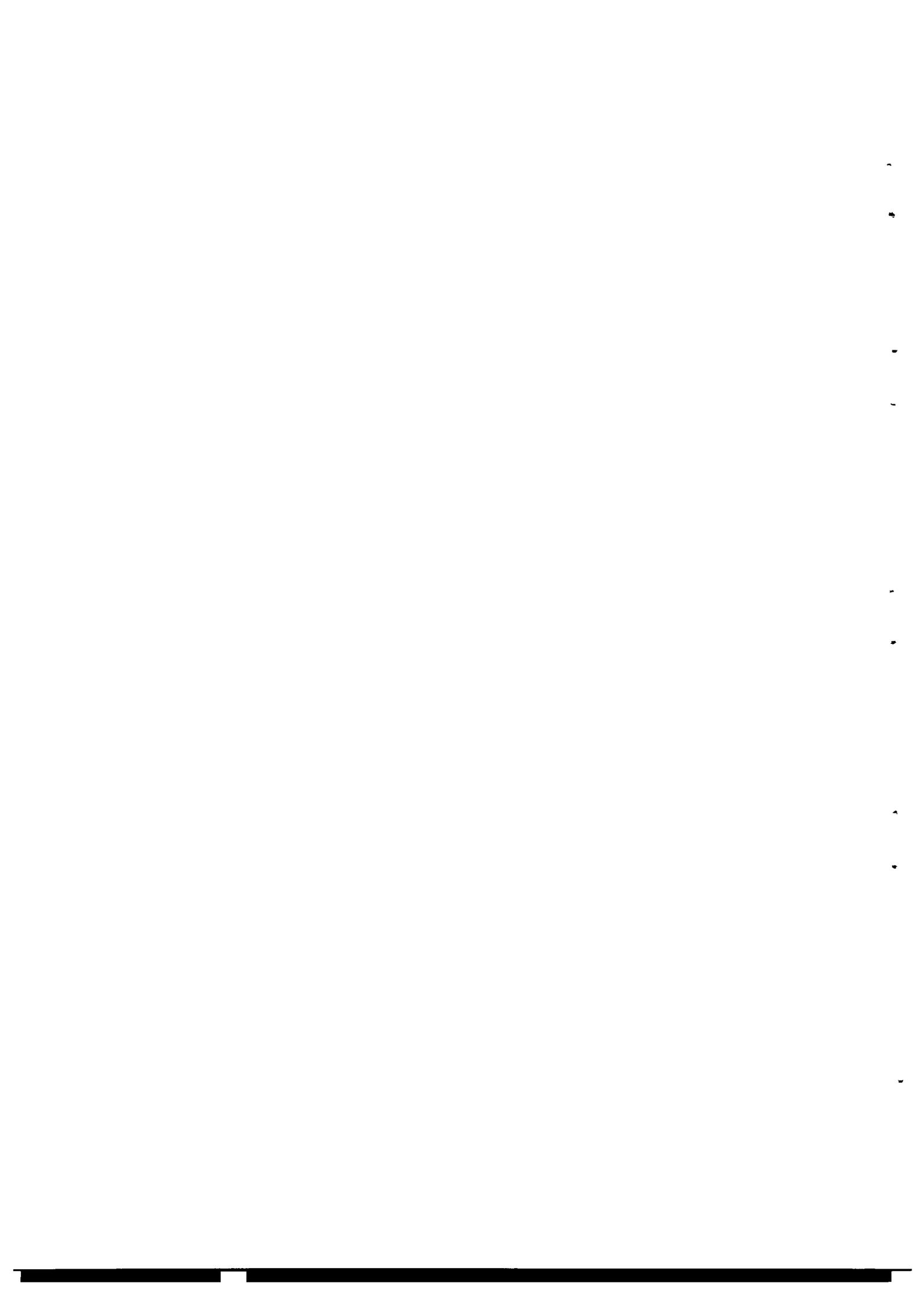
3920 3r=86
3930 C=1
3940 GOSUB R_1
3950 MAT X1=ZER
3960 MAT Y1=ZER
3970 MAT T1=ZER
3980 MAT S1=ZER
3990 Rem=Avant=0
4000 RETURN
4010 Label_numero: Numero=1
4020 3r=93
4030 3r=86
4040 C=1
4050 GOSUB R_1
4060 FIXED 0
4070 H6=H3
4080 CSIZE 3
4090 Lim_graphiques: FOR Num=1 TO Nc
4100 IF (Xc(Num)<Xmin) OR (Xc(Num)>Xmax) THEN 4150
4110 IF (Yc(Num)<Ymin) OR (Yc(Num)>Ymax) THEN 4150
4120 Xc=Xc(Num)
4130 Yc=Yc(Num)
4140 GOSUB Numero
4150 NEXT Num
4160 IF Cc THEN RETURN
4170 GOTO A1
4180 Avantplot: Eff=C=1
4190 GOTO 4220
4200 Plot: Clef=1
4210 C=Eff=0
4220 3r=63
4230 3r=99
4240 GOSUB R_1
4250 IF (N#="GRAPHICS") AND (Eff=0) THEN PEN 1
4260 IF (N#="GRAPHICS") AND Eff THEN PEN -1
4270 IF (N#="9872A") AND Interact THEN PEN 2
4280 IF Eff=0 THEN LINE TYPE 1
4290 GOSUB Parametres
4300 FOR Iz=1 TO Ns
4310 IF (X(Iz)<Xmin) OR (X(Iz)>Xmax) OR (Y(Iz)<Ymin) OR (Y(Iz)>Ymax) THEN 4390
4320 IF (T5(Iz)=.1) OR (S5(Iz)=.1) THEN 4390
4330 X=X(Iz)
4340 Y=Y(Iz)
4350 T=T5(Iz)
4360 S=S5(Iz)
4370 IF Anomalie AND (T<0) THEN T=T+180
4380 GOSUB Foliation
4390 NEXT Iz
4400 PRINTER IS 16
4410 RETURN
4420 Parametres: Fa=5
4430 IF N#="GRAPHICS" THEN Pas=9
4440 IF N#="GRAPHICS" THEN Fa=5+Loc/15+Focus+2/(1+Focus)
4450 IF N#="9872A" THEN Pas=1
4460 IF (N#="9872A") AND (Format#="A4") THEN Fa=4
4470 IF (N#="9872A") AND (Format#="A3") THEN Fa=3
4480 IF Xmax-Xmin>Ymax-Ymin THEN B=(Fa-1)*(Xmax-Xmin)/100
4490 IF Ymax-Ymin>Xmax-Xmin THEN B=(Fa-1)*(Ymax-Ymin)/100
4500 D=.30*B
4510 RETURN
4520 Change_limite: GOSUB R_0
4530 3r=33
4540 3r=86
4550 C=0
4560 GOSUB R_1

```

```

4570 GCLEAR
4580 EXIT GRAPHICS
4590 Change_lim=1
4600 GOTO Bordures
4610 Disuite: GOSUB Scale
4620 GOTO A1
4630 Focus: GOSUB R_0
4640 3r=78
4650 3r=86
4660 C=0
4670 GOSUB R_1
4680 EXIT GRAPHICS
4690 INPUT "No de l'élément ?",Numel
4700 INPUT "Facteur d'échelle ?",Foc
4710 Xc=Xc(Numel)
4720 Yc=Yc(Numel)
4730 Focus=1
4740 GCLEAR
4750 EXIT GRAPHICS
4760 Xmin=Xc-H3-Foc#H4
4770 Xmax=Xc+H3+Foc#H4
4780 Ymin=Yc-H3-Foc#H4
4790 Ymax=Yc+H3+Foc#H4
4800 !
4810 GOSUB Scale
4820 LINE TYPE 3
4830 GOSUB Zone
4840 LINE TYPE 1
4850 GOSUB Plotpoints
4860 IF Change_secteur THEN RETURN
4870 GOTO A1
4880 Echelle: S0#="Sortie du des"
4890 S1#="sin sur"
4900 PRINT LIN(2);S0#&S1#;
4910 PRINT TAB(32);"L'écran : K0 / Le traceur : K1";
4920 DISP " Si K 1: s'assurer que le traceur est déjà allumé ,sinon je
me plante ..."
4930 ON KEY #0 GOTO P0
4940 ON KEY #1 GOTO P1
4950 GOTO 4950
4960 P0: P1#="GRAPHICS"
4970 GOTO 5000
4980 P1: P1#="9872A"
4990 IF P1#="9872A" THEN LINPUT "FORMAT ? (A3) / (A4)",Format#
5000 Plotter: IF Ench THEN 5020
5010 PLOTTER IS P1#
5020 IF P1#="9872A" THEN PRINT LIN(0);S0#&S1#;TAB(32);"Le traceur"&RPT#(" ",3
5)
5030 IF P1#="GRAPHICS" THEN PRINT LIN(0);S0#&S1#;TAB(32);"L'écran " &RPT#("
",35)
5040 IF Somm THEN 9460
5050 IF Aut THEN PRINT LIN(0)
5060 IF Aut THEN Recommence
5070 DISP " "
5080 IF Change_plotter THEN Retour2
5090 RETURN
5100 Bordures: !
5110 PRINT LIN(1);"Abscisses minimale & maximale / ";
5120 PRINT "Ordonnées minimale & maximale"
5130 INPUT Xmin,Xmax,Ymin,Ymax
5140 PRINT "//////////";TAB(10);Xmin;TAB(21);Xmax;TAB(33);"//////////";TA
B(42);Ymin;TAB(53);Ymax
5150 PRINT LIN(1);RPT#(" ",80);LIN(1)
5160 IF Somm THEN 8450
5170 DISP "O.K. ?"
5180 ON KEY #0 GOTO 5210

```



```

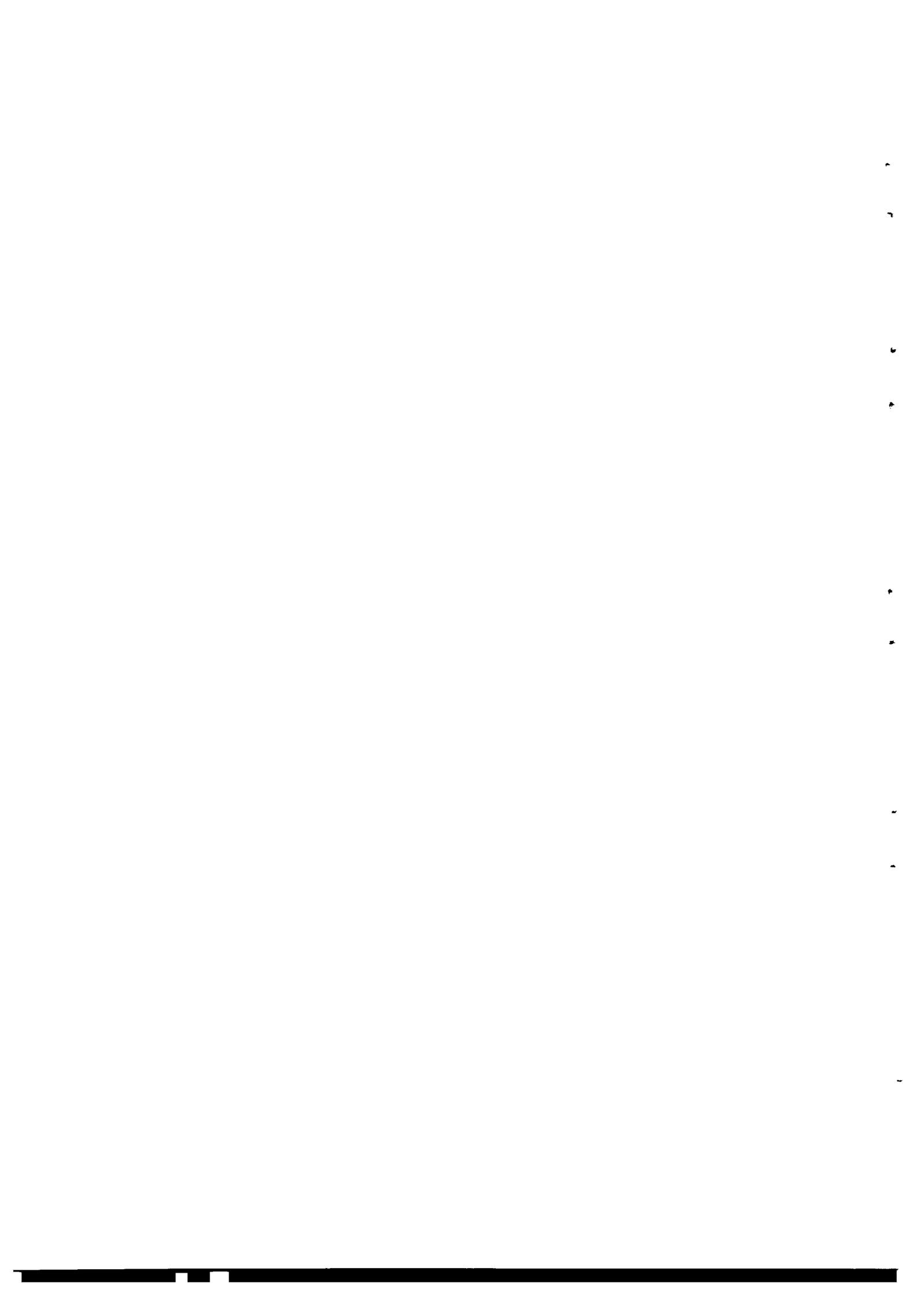
5190      ON KEY #1 GOTO 5100
5200      GOTO 5200
5210      IF Change_lim THEN Clsuite
5220      Xmin=Xmin
5230      Ymin=Ymin
5240      Xmax=Xmax
5250      Ymax=Ymax
5260      R21=(Xmax+Xmin)/2
5270      R22=(Ymax+Ymin)/2
5280      O1=.25+((Xmax-Xmin)^2+(Ymax-Ymin)^2)
5290      RETURN
5300      Fonctions: Fon=Fon+1
5310      Kr=108
5320      Br=86
5330      C=1
5340      GOSUB R_1
5350      IF FRACT(Fon/2)<>0 THEN Loc=30
5360      IF FRACT(Fon/2)=0 THEN Loc=0
5370      GCLEAR
5380      GOSUB Scale
5390      GOTO A1
5400      Scale: SETG
5410      GRAPHICS
5420      GOSUB Limit
5430      ! SETUU
5440      SHOW Xmin-Cc, Xmax+Cc, Ymin-Cc, Ymax+Cc
5450      RETURN
5460      Limit: Rap=(Xmax-Xmin)/(Ymax-Ymin)
5470      IF N#="GRAPHICS" THEN GOTO 5570
5480      IF Format#="A4" THEN GOTO 5530
5490      LIMIT 0,350,0,251
5500      IF Rap<=350/251 THEN LOCATE 0,100*Rap,0,100
5510      IF Rap>350/251 THEN LOCATE 0,139,0,139/Rap
5520      RETURN
5530      LIMIT 0,250,0,180
5540      IF Rap<=250/180 THEN LOCATE 0,100*Rap,0,100
5550      IF Rap>250/180 THEN LOCATE 0,139,0,139/Rap
5560      RETURN
5570      LIMIT 0,184,0,149
5580      IF Rap<=184/(149*(100-Loc)/100) THEN LOCATE 0,(100-Loc)*Rap,Loc,100
5590      IF Rap>184/(149*(100-Loc)/100) THEN LOCATE 0,123,Loc,123/Rap
5600      RETURN
5610      Tableaux: DIM L$(32)
5620      SHORT X(1000),Y(1000),T(1000),S(1000)
5630      SHORT X1(2000),Y1(2000),T1(1000),S1(1000),T5(1000),S5(1000)
5640      SHORT Xc(125),Yc(125),Dc(125),Suite(125),Alpha(125)
5650      SHORT Anom(125)
5660      SHORT Xf(2000),Yf(2000),Cf1(2000),Cf2(2000)
5670      SHORT Cf1a(800),Cf2a(800)
5680      SHORT Xo(60),Yo(60),To(60),So(60),Co1(60),Co2(60)
5690      SHORT Xo1(60),Yo1(60)
5700      SHORT R(50,2),O(5,2),B(12,2)
5710      INTEGER A0(4200),A1(4200)
5720      RETURN
5730      Connection: Con=1
5740      FOR I=1 TO N
5750          DISP "Connection ...";SPA(4);I
5760          IF (T1(I)=.1) OR (S1(I)=.1) OR (S1(I)=99) THEN 5820
5770          IF T1(I)=180 THEN 5800
5780          T1(I)=90-T1(I)
5790          GOTO 5820
5800          T1(I)=270-T1(I)
5810          S1(I)=180-S1(I)
5820      NEXT I
5830      RETURN
5840      Dessin_anomalie: FOR Ee=1 TO Nc

```

```

5850          IF Anom(Ee)<=0 THEN 5960
5860          Anomalie=Anom+1
5870          X=Xc(Ee)
5880          Y=Yc(Ee)
5890          GOSUB Changement
5900          X=Xo(Anom(Ee))
5910          Y=Yo(Anom(Ee))
5920          PENUP
5930          K2=1
5940          GOTO Depl_k2
5950      Da_suite: PENUP
5960          NEXT Ee
5970      RETURN
5980      Saisie: ON ERROR GOTO E0
5990          IF NOT Calc THEN S_2
6000          DISP "Souhaitez vous récupérer les données initiales ?";
6010          ON KEY #0 GOTO 6040
6020          ON KEY #1 GOTO 6220
6030          GOTO 6030
6040          Re_i=1
6050      S_2: !
6060          DISP " "
6070          PRINT "Nom du fichier < données initiales > ";
6080          INPUT Nom$
6090          GOSUB Unite
6100          PRINT TAB(50);Nom$;Stock$
6110          INPUT "Nombre de mesures ?",N
6120          REDIM X(N),Y(N),T(N),S(N)
6130          REDIM X1(N),Y1(N),T1(N),T5(N),S1(N),S5(N)
6140          Ntot=N
6150          ASSIGN #1 TO Nom$
6160          READ #1,1;X1(*)
6170          READ #1,2;Y1(*)
6180          READ #1,3;T1(*)
6190          READ #1,4;S1(*)
6200          IF NOT Calc THEN S00
6210          GOTO D_c
6220          Re_i=0
6230          DISP " "
6240      D_c: PRINT LIN(1);"Nom du fichier < coefficients calculés > ";
6250          INPUT Nom$
6260          GOSUB Unite
6270          PRINT TAB(50);Nom$;Stock$;LIN(1)
6280          ASSIGN #1 TO Nom$&"D"&Stock$
6290          READ #1,1;Ht
6300          READ #1,2;Hc
6310          READ #1,3;H1
6320          READ #1,4;H2
6330          READ #1,5;Ano
6340          REDIM Xf(Nt),Yf(Nt),Cf1(Nt),Cf2(Nt),Xc(Nc),Yc(Nc),Dc(Nc),Alpha(Nc),Suite(Nc)
6350          ASSIGN #2 TO Nom$
6360          READ #2,1;Xf(*)
6370          READ #2,2;Yf(*)
6380          READ #2,3;Cf1(*)
6390          READ #2,4;Cf2(*)
6400          ASSIGN #3 TO Nom$&"C"
6410          READ #3,1;Xc(*)
6420          READ #3,2;Yc(*)
6430          READ #3,3;Dc(*)
6440          READ #3,4;Alpha(*)
6450          IF NOT Anomalie THEN S0
6460      D_c1: READ #3,5;Anom(*)
6470          ASSIGN #4 TO Nom$&"A"
6480          READ #4,1;Cf1a(*)
6490          READ #4,2;Cf2a(*)

```



```

6500 GOTO S0
6510 RETURN
6520 ED: GOSUB Beep
6530 PRINT LIN(1); "?&Nom#&Stock#& ", Nbre de mesures :";N;"/ Vérification -
> taper CAT";CHR$(34);Stock#;CHR$(34);" <EXECUTE>"
6540 OFF ERROR
6550 GOTO S_2
6560 Unite: DISP "UNITE DE STOCKAGE : ( <-K1 ) ( K2-> ) ( disq. K3 )"
6570 ON KEY #1 GOTO U1
6580 ON KEY #2 GOTO U2
6590 ON KEY #3 GOTO U3
6600 GOTO 6600
6610 U0: MASS STORAGE IS Stock#
6620 DISP " "
6630 RETURN
6640 U1: Stock#=:T14"
6650 GOTO U0
6660 U2: Stock#=:T15"
6670 GOTO U0
6680 U3: Stock#=:F8"
6690 GOTO U0
6700 Record1: PRINT TAB(40); 'OUI"
6710 GOSUB Unite
6720 PRINT LIN(1); "Nom du fichier < Résultat > (5 car.) :";
6730 INPUT Nomresul#
6740 D_01=1
6750 PRINT TAB(40); Nomresul#; LIN(2)
6760 Recup1#:=Nomresul#
6770 Record=1
6780 DISP "O.K. ?"
6790 ON KEY #0 GOTO S2
6800 ON KEY #1 GOTO 6710
6810 GOTO 6810
6820 Record2: ON ERROR GOSUB E1
6830 CREATE Nomresul#&"D", 5, 8
6840 ASSIGN #1 TO Nomresul#&"D"
6850 PRINT #1, 1; Nt
6860 PRINT #1, 2; Nc
6870 PRINT #1, 3; H1
6880 PRINT #1, 4; H2
6890 PRINT #1, 5; Anomalie
6900 ASSIGN #1 TO *
6910 CREATE Nomresul#&, 4, 8*Nt
6920 ASSIGN #2 TO Nomresul#
6930 PRINT #2, 1; Xf(*)
6940 PRINT #2, 2; Yf(*)
6950 PRINT #2, 3; Cf1(*)
6960 PRINT #2, 4; Cf2(*)
6970 ASSIGN #2 TO *
6980 PRINT Nomresul#; SPA(2); Nomresul#&"C"; LIN(1)
6990 IF NOT Anomalie THEN CREATE Nomresul#&"C", 4, 8*Nc
7000 IF Anomalie THEN CREATE Nomresul#&"C", 5, 8*Nc
7010 ASSIGN #3 TO Nomresul#&"C"
7020 PRINT #3, 1; Nc(*)
7030 PRINT #3, 2; Yc(*)
7040 PRINT #3, 3; Dc(*)
7050 PRINT #3, 4; Alpha(*)
7060 IF NOT Anomalie THEN 7130
7070 PRINT #3, 5; Anom(*)
7080 PRINT Nomresul#&"A"
7090 CREATE Nomresul#&"A", 2, 8*800
7100 ASSIGN #4 TO Nomresul#&"A"
7110 PRINT #4, 1; Cf1a(*)
7120 PRINT #4, 2; Cf2a(*)
7130 OFF ERROR
7140 RETURN

```

```

7150 E1: PRINT LIN(1); 'ERREUR"
7160 RETURN
7170 Get_trajectory: GOSUB R_0
7180 Nr=63
7190 Nr=86
7200 C=1
7210 GOSUB R_1
7220 EXIT GRAPHICS
7230 DISP "Souhaitez vous récupérer séquentiellement les trajectoires ?"
7240 ON KEY #0 GOTO 7290
7250 ON KEY #1 GOTO 7270
7260 GOTO 7260
7270 Re_seq=0
7280 GOTO 7300
7290 Re_seq=1
7300 Avant=Rem=0
7310 DISP " "
7320 GOSUB 7690
7330 Recup2#:=Recup1#
7340 GOSUB Unite
7350 IF NOT Re_seq THEN 7530
7360 INPUT "à partir de quel numéro ?", Seq_t14
7370 INPUT "jusqu'à quel numéro ?", Sequence_t14
7380 IF (Stock#=:F8) OR (Stock#=:F) THEN 7410
7390 INPUT "Sur (:T15) ; à partir de quel numéro ?", Seq_t15
7400 IF Seq_t15 THEN INPUT "Sur (:T15) ; jusqu'à quel numéro ?", Sequence_t15
7410 Seq2=Seq_t14-1
7420 Sequence=Sequence_t14
7430 IF Seq_t15 THEN Sequence=Sequence_t15
7440 IF Re_seq THEN A1
7450 Rm: PRINT Recup1#&Stock#; SPA(4)
7460 IF NOT Re_seq THEN 7520
7470 Seq2=Seq2+1
7480 IF Seq_t15 AND (Seq2>Sequence_t14) THEN Stock#=:T15"
7490 IF Seq_t15 AND (Seq2>Sequence_t14) THEN MASS STORAGE IS ":T15"
7500 FIXED 0
7510 IF P1#="GRAPHICS" THEN GRAPHICS
7520 Recup2#:=Recup1#&VAL$(Seq2)
7530 ASSIGN #6 TO Recup2#&"X"&Stock#
7540 READ #6, 1; Rem
7550 READ #6, 2; Avant
7560 REDIM T1(Rem), S1(Rem), X1(Avant), Y1(Avant)
7570 ASSIGN #5 TO Recup2#&Stock#
7580 READ #5, 1; X1(*)
7590 READ #5, 2; Y1(*)
7600 ASSIGN #5 TO Recup2#&"Z"&Stock#
7610 ON ERROR GOTO 7630
7620 READ #5, 1; T1(*)
7630 ON ERROR GOTO 7650
7640 READ #5, 2; S1(*)
7650 OFF ERROR
7660 REDIM X1(2000), Y1(2000), T1(1000), S1(1000)
7670 IF Re_seq THEN RETURN
7680 GOTO A1
7690 PRINT LIN(2); "Nom du fichier ";
7700 PRINT " < trajectoires sauvegardées > :";
7710 INPUT Recup1#
7720 PRINT TAB(50); Recup1#
7730 RETURN
7740 Save_trajectory: GOSUB R_0
7750 Nr=33
7760 Nr=86
7770 C=1
7780 GOSUB R_1
7790 EXIT GRAPHICS
7800 PRINT PAGE; LIN(7); "Enregistrement des segments mémorisés : "

```



```

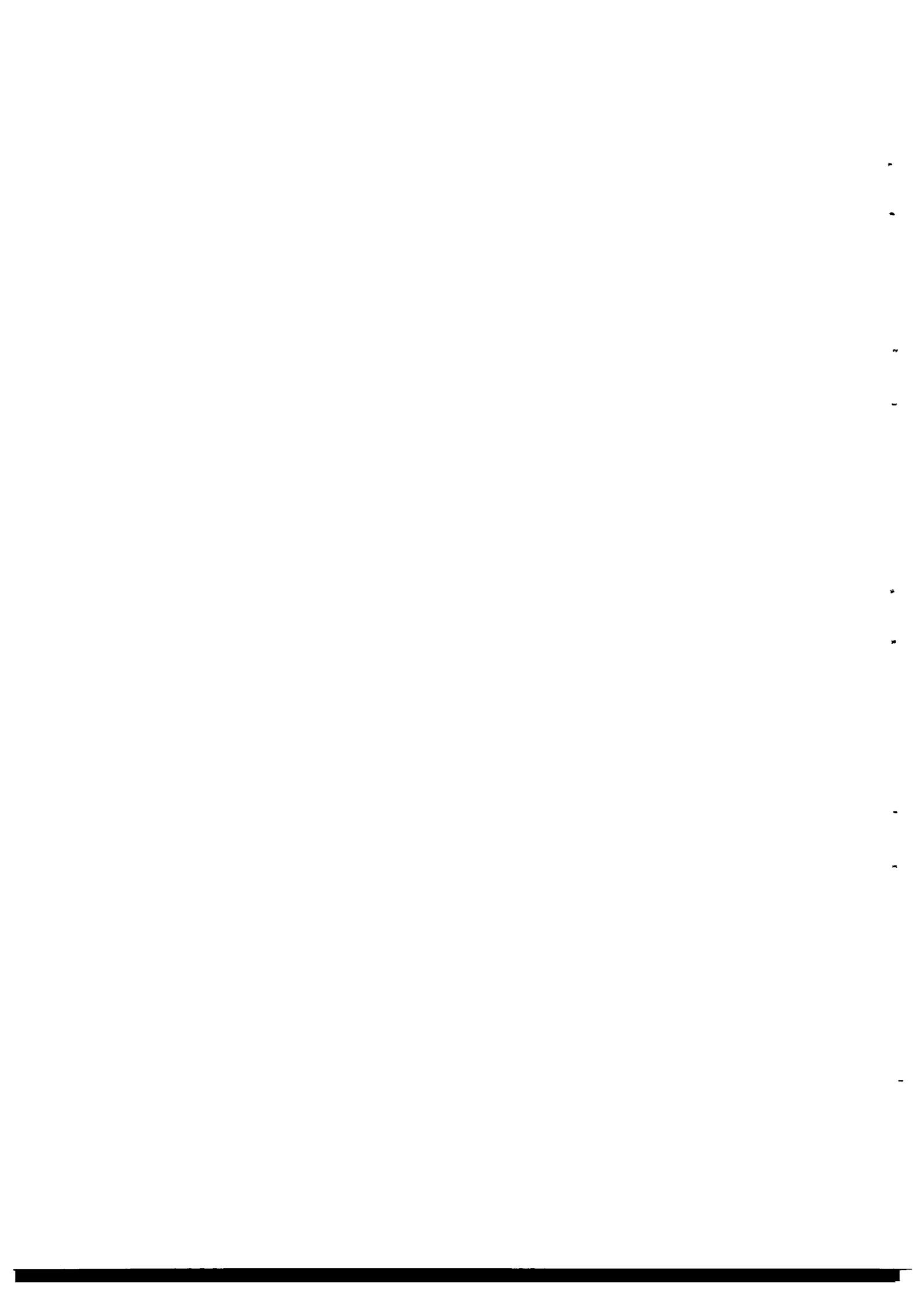
7810 GOSUB 7690
7820 Nomresul:=Recup1$
7830 WAIT 1000
7840 GOSUB Unite
7850 DISP "Est-il nécessaire de purger le fichier ?"
7860 ON KEY #0 GOTO Purge
7870 ON KEY #1 GOTO 7930
7880 GOTO 7880
7890 Purge: PRINT Nomresul$&Stock$&" : Purge"
7900 PURGE Nomresul$
7910 PURGE Nomresul$&"X"
7920 PURGE Nomresul$&"Z"
7930 PRINT Nomresul$&Stock$;LIN(1)
7940 DISP " "
7950 Seq: Seq1=Seq1+1
7960 MASS STORAGE IS Stock$
7970 FIXED 0
7980 Nomresul:=Recup1$&VAL$(Seq1)
7990 IF Seq1<=6 THEN 8020
8000 MASS STORAGE IS ":T15"
8010 Stock$=":T15"
8020 ON ERROR GOTO 8230
8030 REDIM X1(Avant),Y1(Avant),T1(Rem),S1(Rem)
8040 CREATE Nomresul$,2,Avant*8
8050 CREATE Nomresul$&"X"&Stock$,2,8
8060 CREATE Nomresul$&"Z"&Stock$,2,8*Rem
8070 ASSIGN #1 TO Nomresul$&Stock$
8080 PRINT #1,1;X1(*)
8090 PRINT #1,2;Y1(*)
8100 ASSIGN #1 TO *
8110 ASSIGN #2 TO Nomresul$&"X"&Stock$
8120 PRINT #2,1;Rem
8130 PRINT #2,2;Avant
8140 ASSIGN #2 TO *
8150 ASSIGN #3 TO Nomresul$&"Z"&Stock$
8160 PRINT #3,1;T1(*)
8170 PRINT #3,2;S1(*)
8180 ASSIGN #3 TO *
8190 REDIM X1(2000),Y1(2000),T1(1000),S1(1000)
8200 IF NOT Seq THEN A1
8210 OFF ERROR
8220 MAT X1=ZER
8230 MAT Y1=ZER
8240 MAT T1=ZER
8250 MAT S1=ZER
8260 Avant=Rem=0
8270 IF Seq THEN RETURN
8280 OFF ERROR
8290 PRINT LIN(1);'ERREUR SUR :T14"
8300 GOTO 8220
8310 GRAPHICS
8320 RETURN
8330 Sommaire: GOSUB R_0
8340 Kr=108
8350 Br=86
8360 C=0
8370 GOSUB R_1
8380 L00=L00+1
8390 IF FRACT(L00/2)=0 THEN 8410
8400 GOTO 8310
8410 PRINT PAGE
8420 EXIT GRAPHICS
8430 L1=Somm=1
8440 GOTO 5140
8450 Somm_0: GOTO 5020
8460 Somm_1: GOTO Recommenca

```

```

8470 Somm_2: Somm=L1=0
8480 IF Seq THEN PRINT TAB(44);Recup1$&Stock$
8490 IF Memoire THEN PRINT LIN(0);"Nbre de segments mémorisés :";TAB(30);Rem;T
AB(44);"Place disponible :";TAB(64);1950-Avant;TAB(73);"sur 1950";LIN(0);
8500 RETURN
8510 Re_d_t: PRINT PAGE
8520 GOSUB R_0
8530 Kr=3
8540 Br=86
8550 C=0
8560 GOSUB R_1
8570 Debut_tracage: SERIAL
8580 OFF ERROR
8590 Aut=0
8600 REDIM X1(2000),Y1(2000),T1(1000),S1(1000)
8610 FIXED 2
8620 EXIT GRAPHICS
8630 IF Aut THEN PRINT PAGE
8640 GOSUB Echelle
8650 N=P1$
8660 GOSUB Parametres
8670 PRINT LIN(1);T0$;TAB(29);":";TAB(32);"Automatique : K0 / Interacti
f : K1";
8680 ON KEY #0 GOTO 8710
8690 ON KEY #1 GOTO 8730
8700 GOTO 8700
8710 Interact=0
8720 GOTO 8740
8730 Interact=1
8740 L1=Anomalie=Perp=Aut=Seq=0
8750 IF Aut THEN 5020
8760 Recommenca: FIXED 1
8770 IF Interact AND NOT Ench THEN PRINT LIN(0);T0$;TAB(29);":";TAB(32);"In
teractif "&RPT$(" ",25);
8780 IF NOT Interact THEN PRINT LIN(0);T0$;TAB(29);":";TAB(32);"Automatique "&R
PT$(" ",25);Aut
8790 IF Somm AND Anomalie THEN PRINT TAB(32);"Mode anomalie"
8800 PRINT LIN(1);RPT$("- ",30);LIN(1)
8810 IF Somm THEN 8870
8820 IF (Aut=2) AND NOT Ench THEN A_00
8830 DISP " "
8840 EXIT GRAPHICS
8850 IF Aut=1 THEN PRINT LIN(1);"Tracé automatique :";LIN(1)
8860 IF NOT L1 THEN INPUT "Pas ?";R8
8870 PRINT "Pas ";TAB(29);":";TAB(32);R8
8880 D=R8
8890 IF Interact AND (Aut<>1) OR (Ench=2) THEN 8920
8900 IF NOT L1 THEN INPUT "Ecartement sur Y ?";R9
8910 PRINT "Ecartement sur Y ";TAB(29);":";TAB(32);R9
8920 IF NOT L1 THEN INPUT "Dimension des segments ?";Int
8930 PRINT "Dimension des segments ";TAB(29);":";TAB(32);Int
8940 IF L1 AND NOT Somm THEN 9370
8950 IF Somm THEN 9020
8960 PRINT "Mémorisation des segments ";
8970 ON KEY #3 GOTO 9000
8980 ON KEY #1 GOTO 9190
8990 GOTO 8990
9000 Memoire=1
9010 PRINT TAB(40);"OUI"
9020 IF Somm THEN PRINT LIN(0)
9030 IF Somm AND NOT Seq THEN 8470
9040 PRINT "Enregistrement séquentiel des segments";
9050 IF Somm THEN 8470
9060 ON KEY #0 GOTO 9090
9070 ON KEY #1 GOTO 9120
9080 GOTO 9080

```



```

9100 PRINT TAB(40);"OUI"
9110 GOTO 9150
9120 Seq=0
9130 PRINT TAB(40);"NON"
9140 GOTO 9210
9150 IF Seq THEN GOSUB 7690
9160 Nomresult#=Recup1#
9170 IF Seq THEN GOSUB Unite
9180 GOTO 9210
9190 Memoire=0
9200 PRINT TAB(40);"NON"
9210 DISP "O.K. ? ( OUI / NON )"
9220 ON KEY #0 GOTO 9290
9230 ON KEY #1 GOTO 9250
9240 GOTO 9240
9250 PRINT LIN(20);PAGE
9260 DISP " "
9270 IF Aut AND NOT Ench THEN 8750
9280 GOTO Debut_tracage
9290 L1=L1+1
9300 DISP " "
9310 IF (Aut=1) AND Interact THEN A_01
9320 IF (Aut=2) AND Ench THEN 12010
9330 IF NOT Memoire THEN 9360
9340 GOSUB Zero0
9350 Avant=Rem=Change_plotter=Effacement=Anomalie=Perp=0
9360 ON KEY #3 GOTO Debut_tracage
9370 N#=P1#
9380 PLOTTER IS N#
9390 IF N#="GRAPHICS" THEN LINE TYPE 3
9400 IF N#="9872A" THEN LINE TYPE 4,2
9410 IF NOT Interact AND NOT Ench THEN GOSUB Affichage
9420 GOSUB Scale
9430 IF Interact THEN GOTO A1
9440 IF Interact THEN L33
9450 LINE TYPE 1
9460 FRAME
9470 GRAPHICS
9480 IF Ench THEN GOSUB Plotpoints
9490 GOSUB Tracage
9500 IF Seq THEN GOSUB Seq
9510 ON KEY #4 GOSUB Plot
9520 ON KEY #9 GOSUB Dump
9530 GOTO 9530
9540 Fin: END
9550 Automatique_1: Au:=Interact=1
9560 GOSUB R_0
9570 Kr=33
9580 Kr=99
9590 C=0
9600 GOSUB R_1
9610 PRINT PAGE
9620 L1=0
9630 IF Ench THEN Echelle
9640 GOTO 5020
9650 A_01: Interact:=0
9660 IF Ench THEN GRAPHICS
9670 GOSUB Digitize
9680 IF Ench THEN 990
9690 GOTO 9490
9700 Tracage: L3=0
9710 Xdep1=Xdig
9720 Ydep1=Ydig
9730 L1: 1
9740 ON KEY #9 GOSUB Dump

```

```

9750 ! ON KEY #14 GOTO R1
9760 ON KEY #15 GOSUB Sommaire
9770 L2: FOR F3=0 TO 1
9780 L21: X=R13=R16=Xc=Xdep=Xdep1
9790 Y=R19=R17=Yc=Ydep=Ydep1
9800 IF F3 THEN GOSUB Tilt
9810 L3: L3=L3+1
9820 Xdep=R18
9830 Ydep=R19
9840 IF FRACT(L3/2) THEN L31
9850 GOSUB Deplacement
9860 Xdep=R20
9870 Ydep=R21
9880 L31: GOSUB Changement
9890 L32: FOR F2=0 TO 1
9900 L33: X=Xdep
9910 Y=Ydep
9920 PENUP
9930 IF (X<Xc-H3) OR (X>Xc+H3) OR (Y<Yc-H3) OR (Y>Yc+H3) THEN GOSUB Changement
9940 L4: GOSUB Convertir1
9950 Change=2 ! 2?
9960 MAT D=ZER
9970 MAT R=ZER
9980 Pend=Draw=0
9990 FOR K=1 TO Int+1
10000 GOSUB Calcdir
10010 IF F2 THEN T=T+180
10020 R(K,1)=X+R3*COS(T)
10030 R(K,2)=Y+R3*SIN(T)
10040 IF K=(Int+1)/2 THEN GOSUB Pendage
10050 IF K=(Int+3)/2 THEN Pend=1
10060 GOSUB Convertir3
10070 IF Change=0 THEN Sortie
10080 IF (X>-H3) AND (X<H3) AND (Y>-H3) AND (Y<H3) THEN 10120
10090 GOSUB Convertir2
10100 GOSUB Changement
10110 GOSUB Convertir1
10120 NEXT K
10130 K=Int
10140 Sortie: IF K=INT(Int/10) THEN Suite_3
10150 Move: PENUP
10160 MOVE R(1,1),R(1,2)
10170 Draw=1
10180 FOR I=1 TO K
10190 DRAW R(I,1),R(I,2)
10200 NEXT I
10210 PENUP
10220 IF NOT Pend THEN Suite_3
10230 MOVE R((Int-1)/2,1),R((Int-1)/2,2)
10240 DRAW R((Int-1)/2,1),R((Int-1)/2,2)
10250 DRAW R(Int+2,1),R(Int+2,2)
10260 DRAW R((Int+3)/2,1),R((Int+3)/2,2)
10270 PENUP
10280 Suite_3: Xar=R(K+1,1)
10290 Yar=R(K+1,2)
10300 IF Memoire AND NOT Interact AND Draw AND Pend THEN GOSUB Remember
10310 PEN 1
10320 IF Interact THEN A1
10330 IF Change=0 THEN L5
10340 X=R(K+1,1)
10350 Y=R(K+1,2)
10360 ! IF (X<Xmax) AND (X>Xmin) AND (Y<Ymax) AND (Y>Ymin) AND (Change<>0) THEN
L4
10370 IF (X>Xc-H3) AND (X<Xc+H3) AND (Y>Yc-H3) AND (Y<Yc+H3) THEN L4
10380 L5: NEXT F2
10390 IF Aut=2 THEN RETURN

```

•
•
•
•
•
•
•
•
•
•



```

10400      X=R18 ! X=Xdep
10410      Y=R19 ! Y=Ydep
10420      GOSUB Changement
10430      GOSUB Tilt
10440      IF ((X-R21)^2+(Y-R22)^2<=0) AND (Change<>0) THEN L3
10450      IF (X<Xmax) AND (X>Xmin) AND (Y<Ymax) AND (Y>Ymin) AND (Change<>0) THEN L3
10460      ! IF ((X-R21)^2+(Y-R22)^2<=0) AND (Change<>0) THEN L3
10470      NEXT F3
10480      RETURN
10490      Tilt: R42=0
10500      GOSUB Changement
10510      GOSUB Convertir1
10520      L00: GOSUB Calcdir
10530      Change=2
10540      GOSUB Tt
10550      X=X+R8*COS(T)
10560      Y=Y+R8*SIN(T)
10570      IF (X>H3) AND (X<H3) AND (Y>H3) AND (Y<H3) THEN 10620
10580      GOSUB Convertir2
10590      GOSUB Changement
10600      IF Change=0 THEN RETURN
10610      GOSUB Convertir1
10620      R42=R42+R8
10630      IF R42=R9 THEN 10650
10640      GOTO L00
10650      GOSUB Convertir2
10660      R18=X
10670      R19=Y
10680      RETURN
10690      Calcdir: T=0
10700      FOR I=1 TO No
10710      T=T+Co1(I)*((Xo(I)-X)^2+(Yo(I)-Y)^2)^.5
10720      NEXT I
10730      RETURN
10740      Calcdip: S=0
10750      FOR I=1 TO No
10760      S=S+Co2(I)*((Xo(I)-X)^2+(Yo(I)-Y)^2)^.5
10770      NEXT I
10780      RETURN
10790      Tt: IF F3 THEN T=T+90
10800      IF NOT F3 THEN T=T-90
10810      RETURN
10820      Changement:Change=0
10830      ! IF (X<Xmin) OR (X>Xmax) OR (Y<Ymin) OR (Y>Ymax) THEN RETURN
10840      IF (X<Xmin) OR (X>Xmax) OR (Y<Ymin) OR (Y>Ymax) THEN RETURN
10850      Debut=Preced=Change=0
10860      FOR E=1 TO Hc
10870      IF (X>Xc(E)-H3) AND (X<Xc(E)+H3) AND (Y>Yc(E)-H3) AND (Y<Yc(E)+H3) THEN Ch
2
10880      NEXT E
10890      Change=2
10900      Ret: RETURN
10910      Ch2: Debut=Preced=0
10920      FOR I=1 TO E-1
10930      Debut=Debut+Dc(I)
10940      IF Anomalie AND Anom(I) THEN Preced=Preced+Dc(I)
10950      NEXT I
10960      X=Xc(E)
10970      Y=Yc(E)
10980      No=Dc(E)
10990      Change=1
11000      Suite(E)=Suite(E)+1
11010      Al=Alpha(E)
11020      REDIM Xo(No),Yo(No),Co1(No),Co2(No)
11030      FOR I=1 TO No
11040      Xo(I)=XF(Debut+1)

```

```

11050      Yo(I)=Yf(Debut+1)
11060      IF Anomalie AND Anom(E) THEN 11100
11070      Co1(I)=Cf1(Debut+1)
11080      Co2(I)=Cf2(Debut+1)
11090      IF NOT Anomalie OR Anomalie AND NOT Anom(E) THEN 11120
11100      Co1(I)=Cf1a(Preced+1)
11110      Co2(I)=Cf2a(Preced+1)
11120      NEXT I
11130      GOTO Ret
11140      Pendage: !
11150      GOSUB Calcdir
11160      GOSUB Calcdip
11170      X4=X+D*COS(T+90)*COS(S)
11180      Y4=Y+D*SIN(T+90)*COS(S)
11190      R(Int+2,1)=X4*COS(A1)-Y4*SIN(A1)+Xc
11200      R(Int+2,2)=X4*SIN(A1)+Y4*COS(A1)+Yc
11210      RETURN
11220      Convertir1: X4=X
11230      Y4=Y
11240      X=(X4-Xc)*COS(A1)+(Y4-Yc)*SIN(A1)
11250      Y=-(X4-Xc)*SIN(A1)+(Y4-Yc)*COS(A1)
11260      RETURN
11270      Convertir2: X4=X
11280      Y4=Y
11290      X=X4*COS(A1)-Y4*SIN(A1)+Xc
11300      Y=X4*SIN(A1)+Y4*COS(A1)+Yc
11310      RETURN
11320      Convertir3: X4=R(K,1)
11330      Y4=R(K,2)
11340      R(K,1)=X4*COS(A1)-Y4*SIN(A1)+Xc
11350      R(K,2)=X4*SIN(A1)+Y4*COS(A1)+Yc
11360      RETURN
11370      Deplacement: X=R20=R18
11380      Y=R21=R19
11390      Dep1_k2: GOSUB Changement
11400      GOSUB Convertir1
11410      FOR K=1 TO (Int+1)/2
11420      GOSUB Calcdir
11430      IF K2 THEN T=T+180
11440      X=X+R8*COS(T)
11450      Y=Y+R8*SIN(T)
11460      IF Change=0 THEN 11520
11470      IF (X>H3) AND (X<H3) AND (Y>H3) AND (Y<H3) THEN 11510
11480      GOSUB Convertir2
11490      GOSUB Changement
11500      GOSUB Convertir1
11510      NEXT K
11520      GOSUB Convertir2
11530      IF K2 THEN K2suite
11540      R20=X
11550      R21=Y
11560      RETURN
11570      Affichage: PRINT LIN(2)
11580      FIXED 0
11590      Zone=Eff=0
11600      PRINT "Choisir le point de départ à l'aide du curseur : ";"+"
11610      PRINT "pour déplacer le curseur , utiliser les flèches ";"
11620      PRINT TAB(70);"< C O N T >"
11630      PAUSE
11640      Re_affichage: N#="GRAPHICS"
11650      PLOTTER IS N#
11660      GOSUB Scale
11670      CSIZE 3
11680      Zonesuite: FOR Z=1 TO Hc
11690      IF Eff THEN 11730
11700      IF N#="GRAPHICS" THEN LINE TYPE 3

```

•
•
•
•
•
•
•
•
•
•



```

11710 IF Nr="9872A" THEN LINE TYPE 4
11720 IF (Xc(Z)<Xmin) OR (Xc(Z)>Xmax) OR (Yc(Z)<Ymin) OR (Yc(Z)>Ymax) THEN 11810
11730 X2(1)=Xc(Z)-H3
11740 Y2(1)=Yc(Z)-H3
11750 H5=H1
11760 GOSUB Construire
11770 IF NOT Eff THEN LINE TYPE 1
11780 PENUP
11790 MOVE Xc(Z)-(H3-H3/5),Yc(Z)-(H3-H3/5)
11800 IF NOT Zone THEN LABEL Z
11810 NEXT Z
11820 IF Zone THEN RETURN
11830 IF Re_affiche THEN RETURN
11840 IF Rap OR Calc THEN GOSUB Plotpoints
11850 PENUP
11860 MOVE Xc,Yc
11870 Xar=Xc
11880 Yar=Yc
11890 GOSUB Digitize
11900 GCLEAR
11910 FIXED 2
11920 RETURN
11930 Automatique_2: Aut=2
11940 GOSUB R_0
11950 Kr=33
11960 Br=99
11970 C=1
11980 GOSUB R_1
11990 L1=0
12000 IF Ench=2 THEN Echelle
12010 IF Ench=2 THEN GRAPHICS
12020 Interact=0
12030 Pen=1
12040 PEN Pen
12050 MOVE Xmax-(Xmax-Xmin)/10,Ymin
12060 LABEL "FROM ?"
12070 IF Pen<0 THEN 12150
12080 GOSUB Digitize
12090 MOVE Xdig,Ydig
12100 LABEL "A"
12110 Xar=Xdep0=Xdig
12120 Yar=Ydep0=Ydig
12130 Pen=-1
12140 GOTO 12040
12150 Pen=1
12160 PEN Pen
12170 MOVE Xmax-(Xmax-Xmin)/10,Ymin
12180 LABEL "TO ?"
12190 IF Pen<0 THEN 12270
12200 GOSUB Digitize
12210 MOVE Xdig,Ydig
12220 LABEL "B"
12230 Xar=Xarrivee=Xdig
12240 Yar=Yarrivee=Ydig
12250 Pen=-1
12260 GOTO 12150
12270 LINE TYPE 4,2
12280 MOVE Xdep0,Ydep0
12290 DRAW Xarrivee,Yarrivee
12300 LINE TYPE 1
12310 WAIT 500
12320 Pen=1
12330 PEN Pen
12340 MOVE Xmax-(Xmax-Xmin)/10,Ymin
12350 LABEL "BY ?"
12360 WAIT 300

```

```

12370 IF (Pen<0) AND (Ench=2) THEN 990
12380 IF Pen<0 THEN Autom_2
12390 EXIT GRAPHICS
12400 A_00: PRINT LIN(1);"Incrément de déplacement sur la droite AB : ";
12410 INPUT Step
12420 PRINT Step
12430 Pen=-1
12440 IF Ench=2 THEN 12330
12450 PRINT LIN(1);"Pour changer de traceur : presser K 12"
12460 PRINT "Pour lancer le traçage : presser K 8";LIN(1)
12470 Pen=-1
12480 ON KEY #8 GOTO 12330
12490 ON KEY #12 GOTO Change_plotter
12500 GOTO 12500
12510 Autom_2: GRAPHICS
12520 DEFAULT ON
12530 Angle=ATH((Yarrivee-Ydep0)/(Xarrivee-Xdep0))
12540 DEFAULT OFF
12550 PEN 1
12560 Ydep=Ydep0
12570 FOR Xdep=Xdep0 TO Xarrivee STEP Step*COS(Angle)
12580 GOSUB L32
12590 Ydep=Ydep+Step*SIN(Angle)
12600 NEXT Xdep
12610 IF Seq THEN GOSUB Seq
12620 GOTO A1
12630 Foliation: !
12640 D(1,1)=X+.5*B*COS(T)
12650 D(1,2)=Y+.5*B*SIN(T)
12660 D(3,1)=X+.2*B*COS(T)
12670 D(3,2)=Y+.2*B*SIN(T)
12680 D(2,1)=X+.5*B*COS(T+180)
12690 D(2,2)=Y+.5*B*SIN(T+180)
12700 D(5,1)=X+.2*B*COS(T+180)
12710 D(5,2)=Y+.2*B*SIN(T+180)
12720 T=T+90
12730 D(4,1)=X+D*COS(T)*COS(S)
12740 D(4,2)=Y+D*SIN(T)*COS(S)
12750 IF NOT Plottage THEN 12830
12760 FOR I1=1 TO 5
12770 X=D(I1,1)
12780 Y=D(I1,2)
12790 GOSUB Convertir2
12800 D(I1,1)=X
12810 D(I1,2)=Y
12820 NEXT I1
12830 MOVE X,Y
12840 FOR J=1 TO 5
12850 DRAW D(J,1),D(J,2)
12860 NEXT J
12870 PENUP
12880 RETURN
12890 GOSUB Lexique
12900 PLOTTER IS 13,"GRAPHICS"
12910 LIMIT 0,184,0,149
12920 LOCATE 0,123,75,100
12930 ! GRAPHICS
12940 PRINT LIN(29);"un peu de patience , il faut que je chauffe ..."
12950 S=-1
12960 DSIZ 3
12970 FOR E=1 TO 2
12971 IF E=2 THEN GRAPHICS
12980 LINE TYPE 1
12990 IF E=1 THEN 13040
13000 MOVE 1,76
13010 LABEL "[ SHIFT ]"

```



```
13020 MOVE 105,76
13030 LABEL "I SHIFT J"
13040 I=-1
13050 FOR Y=99 TO 86 STEP -12
13060 FOR X=3 TO 3+7*15 STEP 15
13070 PLOT X,Y
13080 PLOT X+9,Y
13090 PLOT X+9,Y-3.5
13100 PLOT X,Y-3.5
13110 PLOT X,Y
13120 PENUP
13130 S=S+1
13140 I=I+1
13150 MOVE X+2,Y-2.5
13160 CSIZE 2.5
13170 LABEL "K";I
13180 MOVE X,Y-7.5
13190 CSIZE 2.4
13200 LABEL L$(S+1)
13210 NEXT X
13220 NEXT Y
13230 LINE TYPE 3,5
13240 FRAME
13250 IF E=1 THEN A0(1)=0
13260 IF E=2 THEN A1(1)=0
13270 IF E=1 THEN GSTORE A0(+ )
13280 IF E=2 THEN GSTORE A1(+ )
13290 GCLEAR
13300 NEXT E
13310 EXIT GRAPHICS
13320 RETURN
13330 Lexique: !
13340 L$(1)="<<-- +>"
13350 L$(2)="+ -->"
13360 L$(3)="AUTO.1"
13370 L$(4)="ELEMENTS"
13380 L$(5)="PLT DATA"
13390 L$(6)="PLOT PTS"
13400 L$(7)="TRAJECT."
13410 L$(8)="CADRE"
13420 L$(9)="DEF. DESS"
13430 L$(10)="HARDCOPY"
13440 L$(11)="LIMITES"
13450 L$(12)="ANOMALIE"
13460 L$(13)="PLOTTER"
13470 L$(14)="FOCUS"
13480 L$(15)="INTERACT."
13490 L$(16)="INTERACT."
13500 L$(17)="HELP"
13510 L$(18)="EFF. SEG."
13520 L$(19)="AUTO.2"
13530 L$(20)="EFF. ELTS"
13540 L$(21)="EFF. DATA"
13550 L$(22)="EFF. PTS"
13560 L$(23)="EFF. ECR"
13570 L$(24)="EF. CADRE"
13580 L$(25)="MEM= 0"
13590 L$(26)="DIM. SEG"
13600 L$(27)="SAV. MEM"
13610 L$(28)="ELTS AND"
13620 L$(29)="GET MEM"
13630 L$(30)="PLOT ALL"
13640 L$(31)="PLOT NUM"
13650 L$(32)="VERIF."
13660 RETURN
13670 R_0: !
```

```
13680 RETURN
13690 R_1: IF NOT Loc OR (P1#="9872R") THEN RETURN
13700 LINE TYPE 1
13710 LOCATE 0,123,0,30
13720 SCALE 0,123,0,30
13730 A0(1)=A1(1)=-1*325*36
13740 IF C THEN GLOAD A1(*)
13750 IF NOT C THEN GLOAD A0(*)
13760 IF Br=99 THEN Br=98
13770 FOR Yr=Br-.25-71 TO Br-3.25-71 STEP -.2
13780 PLOT Xr,Yr
13790 PLOT Xr+9,Yr
13800 PLOT Xr,Yr
13810 NEXT Yr
13820 PENUP
13830 GOSUB Scale
13840 RETURN
13850 Help:GOSUB R_0
13860 Kr=3
13870 Br=99
13880 C=1
13890 GOSUB R_1
13900 RETURN
```

•
•
•
•
•
•
•
•
•
•



ANNEXE IV

- 1) Cartes des auteurs dont sont issues les données utilisées sur le domaine centre armoricain.
- 2) Directions et plans de schistosité dans le domaine centre armoricain.
- 3) Trajectoires de schistosité calculées (programme de l'annex III).
le domaine centre armoricain dans son ensemble.
- 4) Directions et plongements des linéations d'étirements L1, dans le domaine pennique des Alpes centrales.
- 5) Directions et pendages des plans de schistosité dans le domaine pennique.
- 6) Trajectoires des déformation, correspondant aux directions moyennées de la figure 60 a

.

.

.

.

.

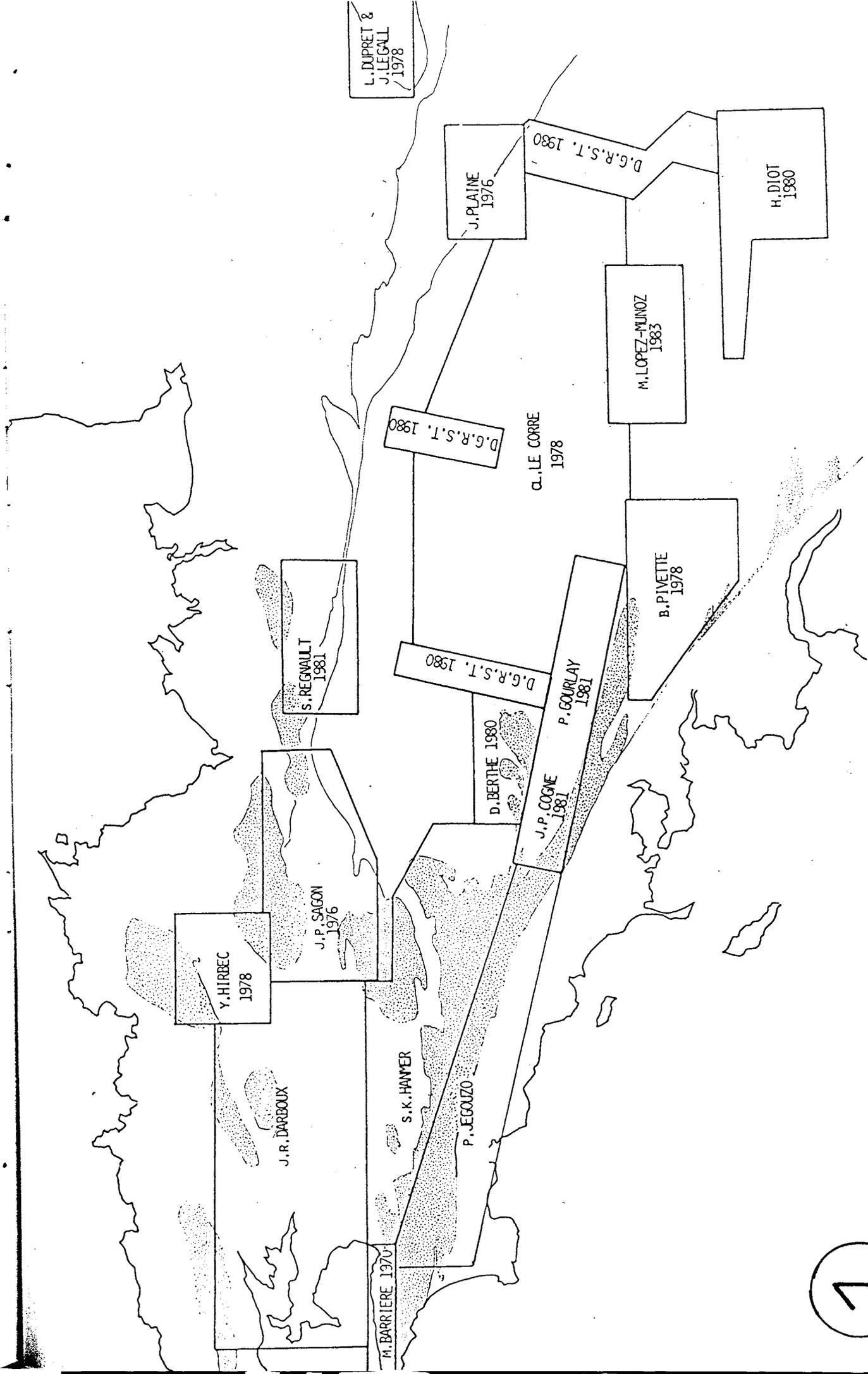
.

.

.

.





L. DUPRET &
J. LEGALL
1978

J. PLAINE
1976

D.G.R.S.T. 1980

H. DIOT
1980

M. LOPEZ-MUNOZ
1983

D.G.R.S.T. 1980

G. LE CORRE
1978

B. PIVETTE
1978

S. REGVAULT
1981

D.G.R.S.T. 1980

P. GOURLAY
1981

D. BERTHE
1980

J.P. COGNE
1981

J.P. SAGON
1976

Y. HIRBEC
1978

J.R. DARBOUX

S.K. HAWER

P. JÉGOUZO

M. BARRIERE 1970

CARTE DES AUTEURS

.

.

.

.

.

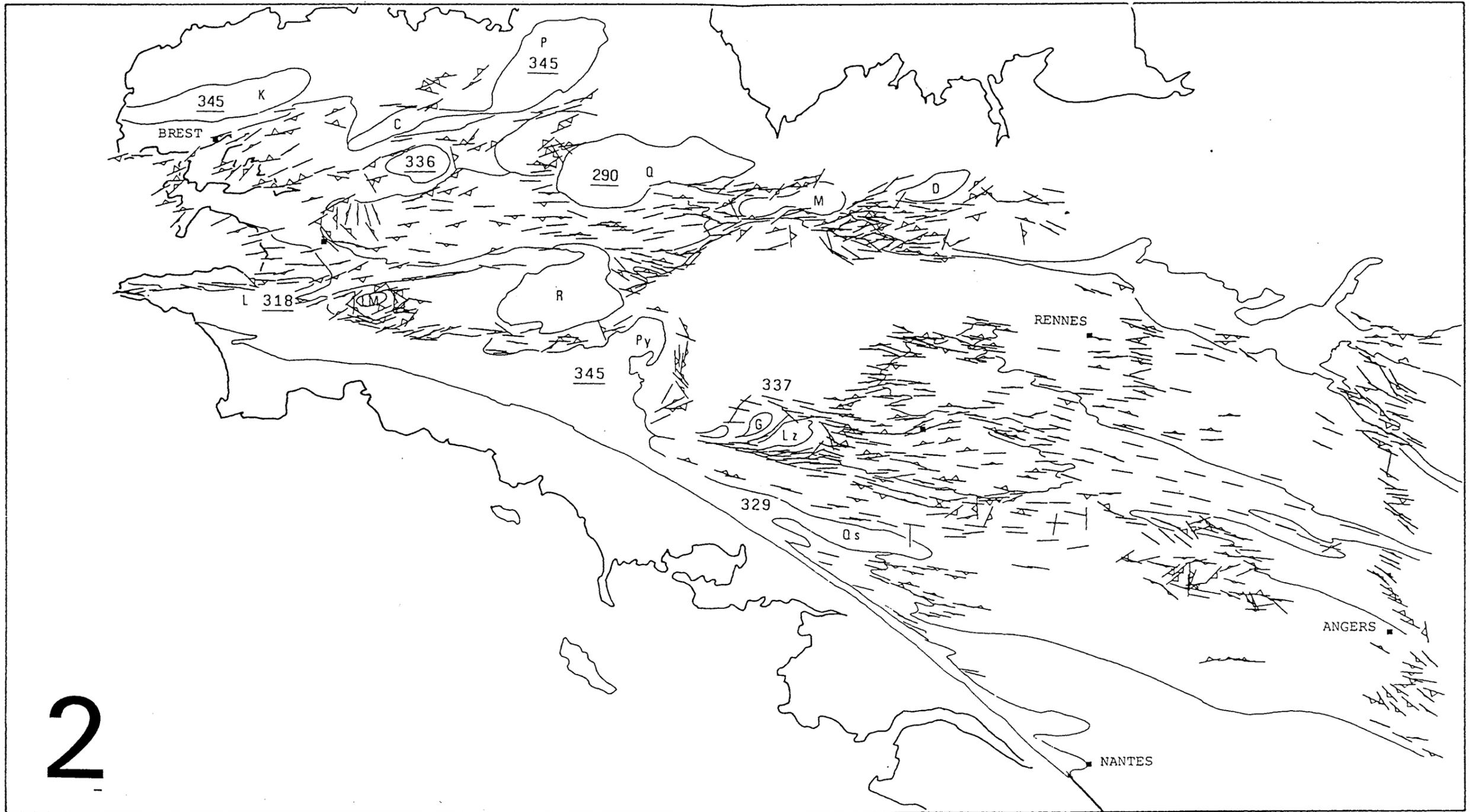
.

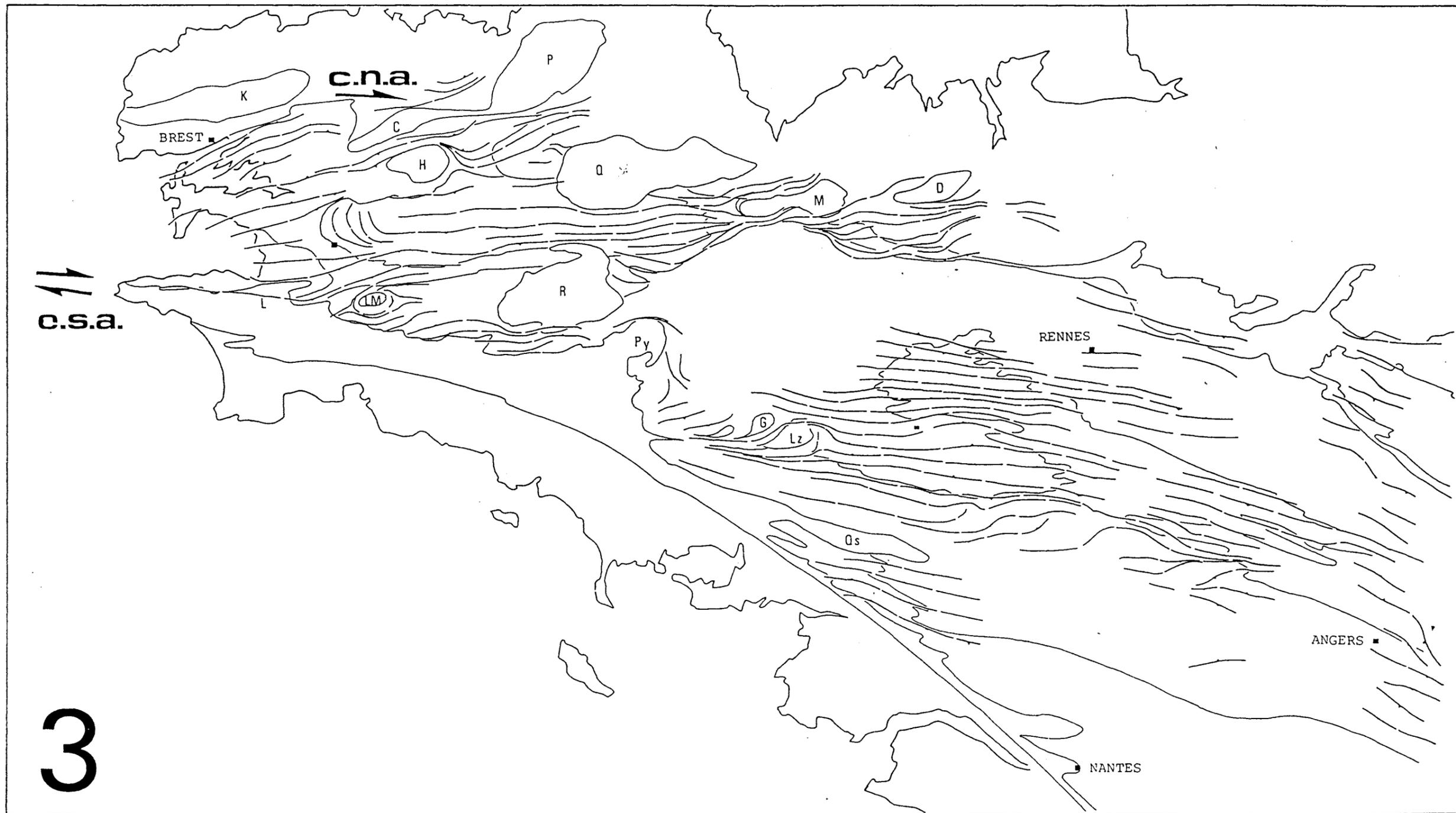
.

.

.

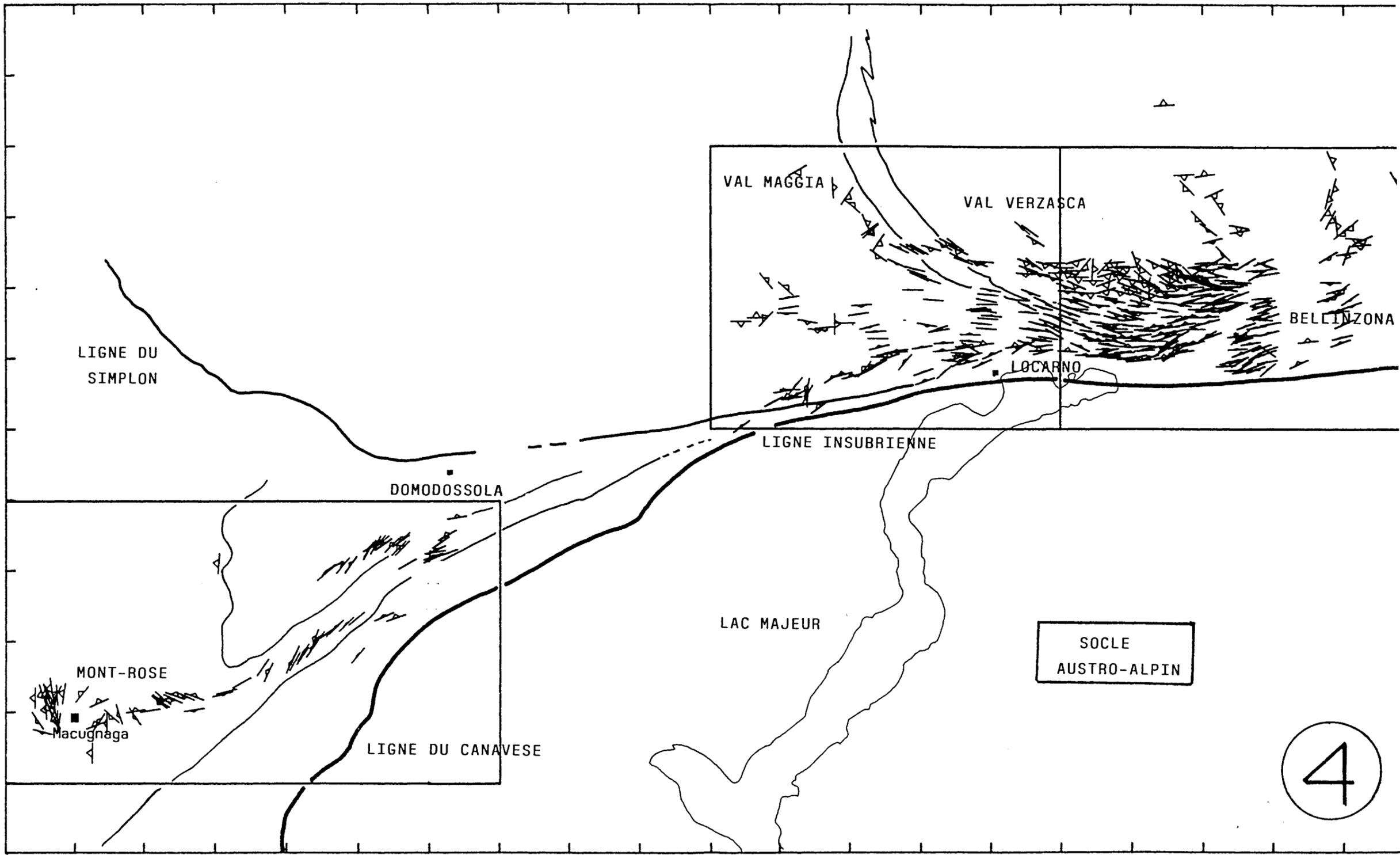






3

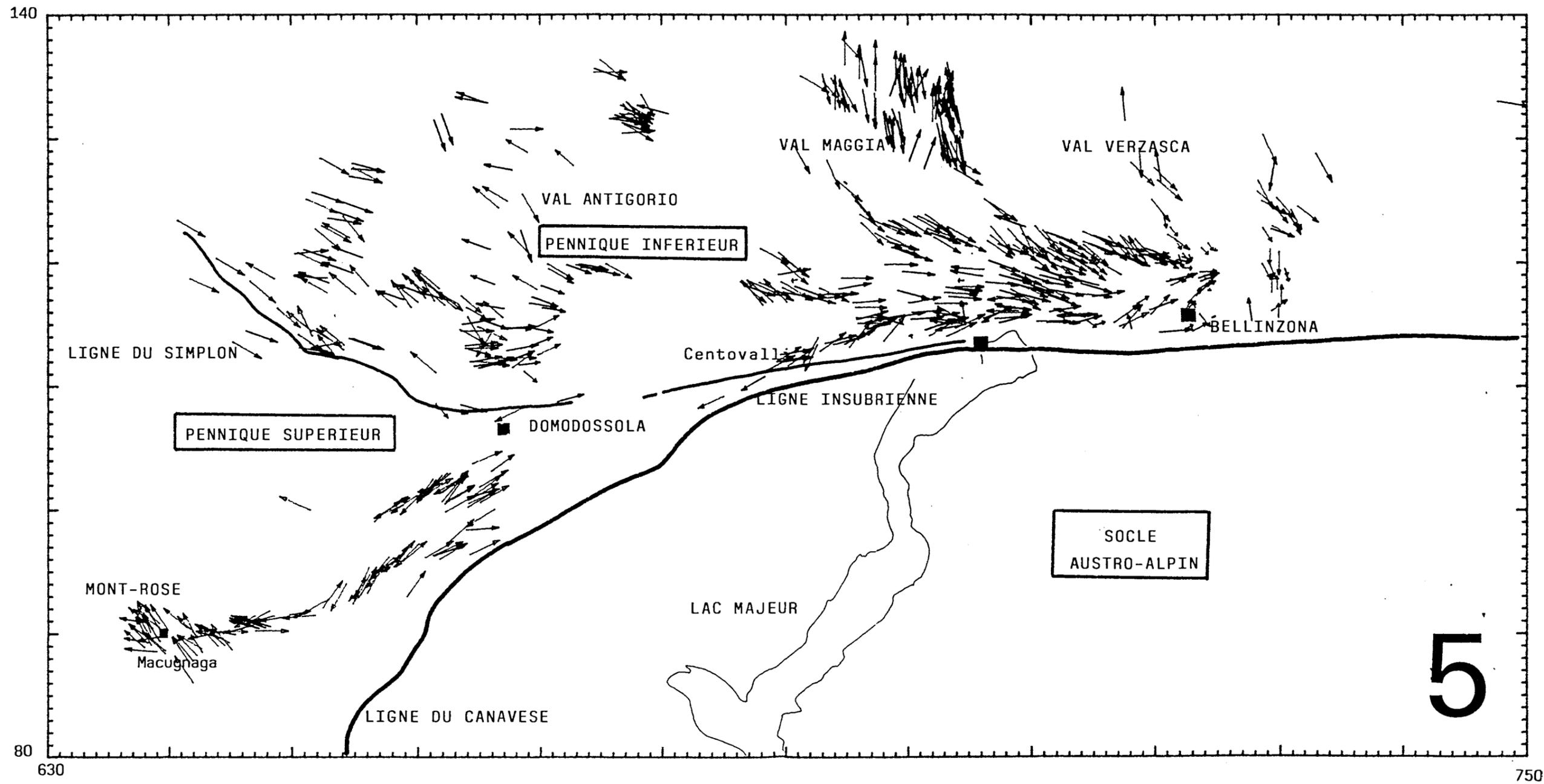
140

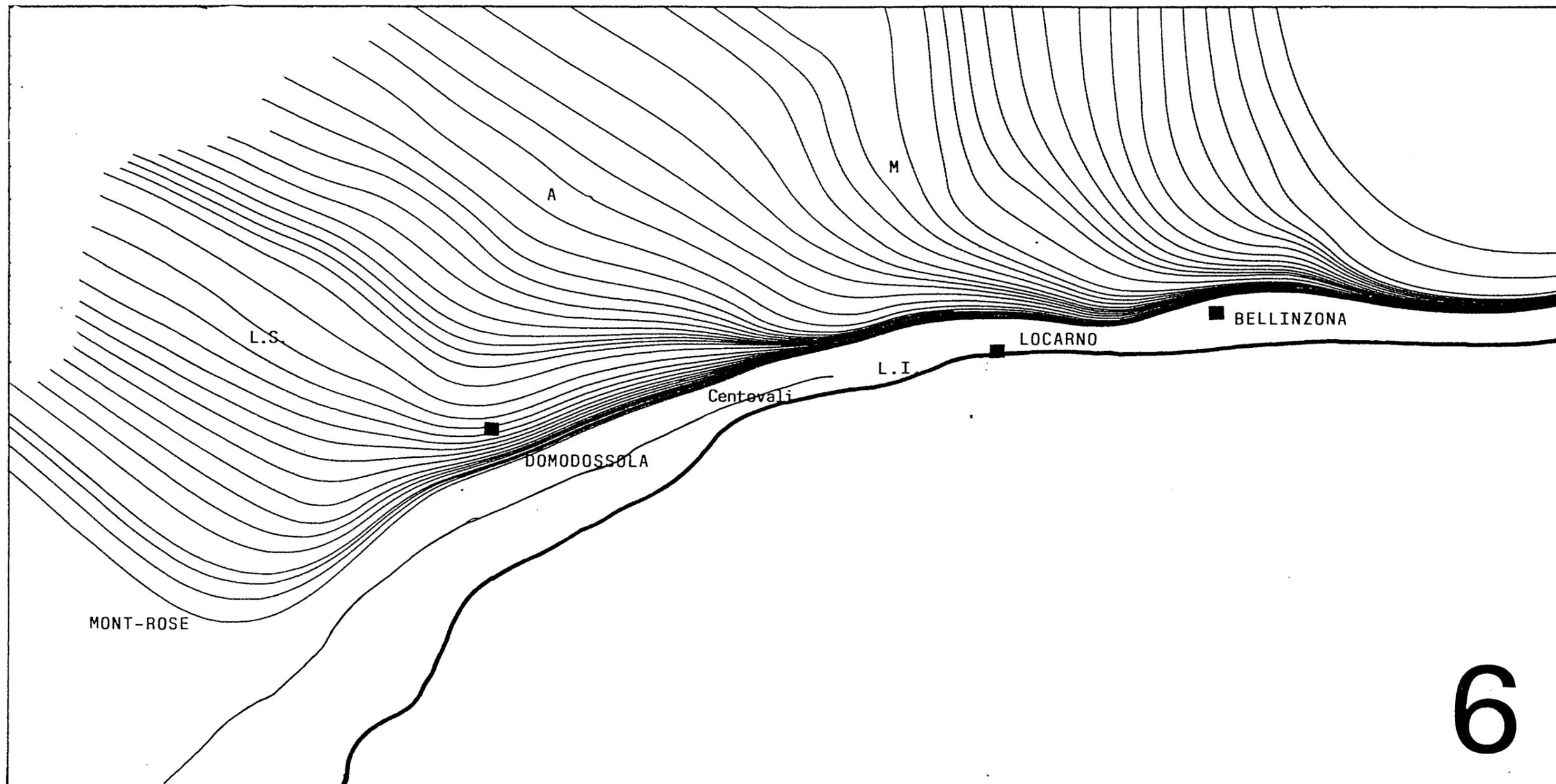


80

635

4







REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BALE P. & BRUN J.P. 1985 - Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) : un segment du domaine eo-hercynien sud armoricain translaté au dévonien.
Bull. Soc. Geol. France, II, 3 : 471-477.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO 1980 - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques.
Mém.B.R.G.M., N[108, p.233-235 et
26ème Congr. Geol. Int., Paris, Coll C6, 1980.
- BARRIERE M. 1970 - La trondjhémite de Douarnenez. Thèse 3-ème cycle, Brest,.
- BERTHE D. 1980 - Le cisaillement sud armoricain dans la région de Saint-Jean-Brevelay: analyse de la déformation cisailante. Thèse 3-ème cyle, Rennes, 150 p.
- BERTHE D. & BRUN J.P. 1980 - Evolution of folds during progressive shear in the South-armorican shear zone, France. Jour. Struct. Geol., 2, : 127-133.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P. JEGOUZO P. 1979 - Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: the example of the south armorican shear zone. Jour. Struct. geol., 1 : 31-42.
- BOUCHEZ J.L. & BLAISE J. 1976 - Une structure hercynienne liée à un accident ductile: l'anticlinal de Lanvaux-Les-ponts-de-Cé, aux environs d'Angers (Massif armoricain).
Bull. Soc. Geol. France, XVIII : 145-157.
- BRADBURY H.J. & NOLEN-HOEKSEMA M.C. 1985 - The Lepontine Alps as an evolving metamorphic core complex during A-type subduction: evidence from heat flow, mineral cooling ages and tectonic model.
Tectonics, 4, 2, : 187-211
- BRUN J.P. 1981 - Instabilités gravitaires et déformation de la croute continentale. Application au développement des domes et des plutons.
Thèse d'état, Rennes, 197 p.
- BRUN J.P. 1983 a - Isotropic points and lines in strain fields. Jour. Struct. Geol. 5, : 321-327.
- BRUN J.P. 1983 b - L'origine des domes gneissiques: modèles et tests. Bull. Soc. Geol. France, XXV, 2 : 219-228.
- BRUN J.P. & CHOUKROUNE P. 1981 -Déformation progressive et structures crustales. Rev. Géograph. Phys. Geol. Dyn., 23 : 177-193.

- BRUN J.P. & PONS J. 1981 - Strain pattern of pluton emplacement in crust undergoing non coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. Jour. Struct. Geol., 3 : 219-229.
- BRUN J.P. & BURG J.P. 1982 - Combined thrusting and wrenching in the iberorarmorican arc: a corner effect during continental collision. Earth & Planet. Sc. Let., 61 : 319-332.
- CABANIS B. 1972 - Les formations sédimentaires de la région de Morlaix. Evolution sédimentaire et orogénique. Thèse 3-ème cycle, Paris VI, p.
- CHAURIS L. 1969 - Sur un important accident structural dans le nord-ouest de l'Armorique. C.R. Acad. Sci., 268 : 2859-2861.
- CHOUKROUNE P., LOPEZ-MUNOZ M., OUALI J. 1983 - Cisaillement ductile sud-armoricain et déformations discontinues associées: mise en évidence de la déformation régionale non coaxiale dextre. C. R. Acad. Sci. 296 : 6578-660.
- CHOUKROUNE P., BALLEVRE M., COBBOLD P., GAUTIER Y., MERLE O., VUICHARD J.P. 1986 - Deformation and motion in the western Alpine Arc. Tectonics, 5, 2, : 215-226
- COBBOLD P.R. 1977, a - Description and origin of banded deformation structures I. Regional strain, local perturbations and deformation bands. Can. J. Earth Sci. 14, : 1721-1731.
- COBBOLD P.R. 1977, b - Compatibility equations and the integration of finite strain in two dimensions. Tectonophysics, 39 : T1-T6.
- COBBOLD P.R. 1979 - Removal of finite deformation using strain trajectories. Jour. Struct. Geol., 1 : 67-72.
- COBBOLD P.R. 1980 - Compatibility of two dimensional strain and rotations along strain trajectories. J. Struct. Geol. 2, : 379-382.
- COBBOLD P., MERLE O., BARBOTIN E. 1985 - The fanlike strain pattern in the Lepontine Alps and its history. Terra Cognita, 5, 2-3, p.253
- COGNE J. 1974 - Le massif armoricain. p. 105-161. in DEBELMAS, Géologie de la France. Doin ed., Paris, 293 P.
- COGNE J. 1977 - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-t-elle à un orogène par collision, propositions pour une interprétation géodynamique globale? In Ecologie et Géologie de l'Himalaya. Coll. Int. C. N. R. S., 268 : 111-129.
- COGNE J.P. 1981 - L'orthogneiss de Lanvaux. Structure et déformation. D.E.A, Rennes, 30 p.
- COGNE J.P., CHOUKROUNE P., COGNE J. 1983 - Cisaillements varisques superposés dans le massif armoricain (Bretagne centrale). C. R. Acad. Sci., 296 : 773-776.

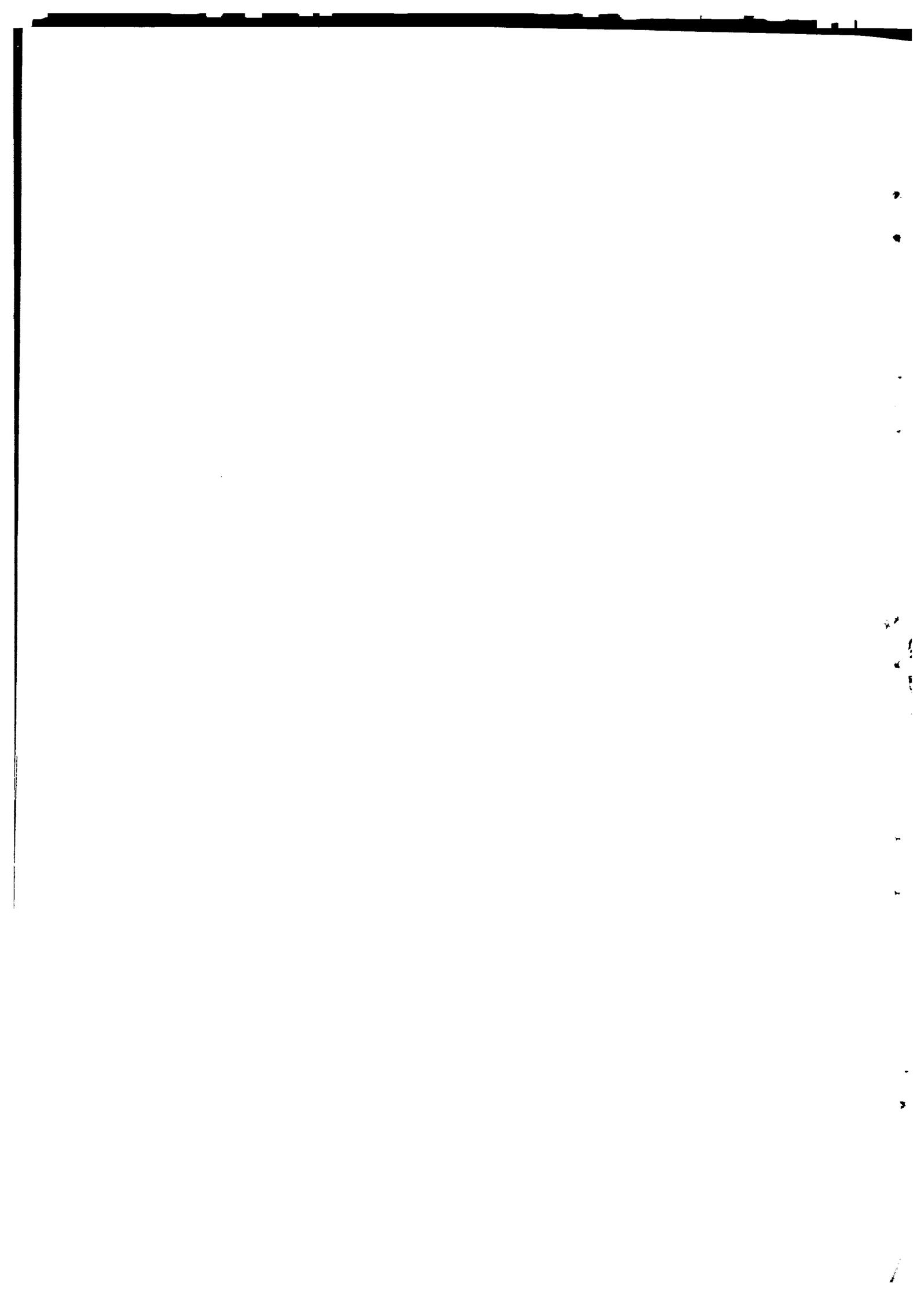
- CRAMBERT S. 1981 - Déformation totale dans les schistes rouges cambro-trémadociens de Bretagne centrale. D.E.A, Rennes, 31 p.
- CUTLER J. & COBBOLD P.R; 1985 - A geometric approach to two dimensional finite strain compatibility: interpretation and review. Jour. Struct. geol., 7 : 727-735.
- DANIEL T. 1986 - Analyse de la déformation des granites: utilisation du traitement de l'image. D.E.A. Rennes.
- DARBOUX J.R. & GRAVELLE M. 1982 - Manifestation de la déformation continue dans le paléozoïque ouest-armoricain. 107-ème Congr. Nat. Soc. Sav., Brest, 1982.
- DAVIS J.C. 1973 - Statistics and data analysis. Wiley int. ed. New-York. 550 p.
- D.G.R.S.T. 1980 - Inventaire lithologique et structural du Briovérien de la Bretagne centrale et du bocage normand pour la recherche de guides métallogéniques. Avril 1980.
- DIOT H. 1980 - Recherches structurales dans la partie orientale du domaine ligérien. Thèse 3-ème cycle, Nantes, p.
- DIXON J.M. 1975 - Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. Tectonophysics, 28 : 89-124.
- DUNNET D. 1969 - A technique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics, 7 : 117-136.
- DUPRET L. & LEGALL J. 1978- La succession et le style des déformations hercyniennes dans le synclinal paléozoïque des Coevrons (Est du massif armoricain). Bull. Sco. Linn. Normandie, 1 : 49-61.
- ERNST G. 1977 - Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. Geol.Soc.Am.Bull., 84 :2053-2078
- FLINN D. 1962 - On folding during three dimensional progressive deformation. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 118 : 385-433
- FRANK E. 1983 - Alpine metamorphism of calcareous rocks along a cross-section in the Central Alps: occurrence and breakdown of muscovite, margarite and paragonite. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 63,: 37-93
- FREY M., BUCHER K., FRANK E., MULLIS J. 1980 - Alpine metamorphism along the geotraverse Basel-Chiasso: a review. Eclogae Geol. Helv., 73, 2 : 527-547
- GAPAIS D. 1978 - Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Application aux quartzites (segment hercynien de Bretagne centrale) et aux amphibolites (couverture des domes gneissiques de Kuopio, Finlande). Thèse 3-ème cycle, Rennes, 261 p.

- GAPAIS D. & LE CORRE C. 1980 - Is the hercynian belt of Brittany a major shear zone ? *Nature*, 288 : 574-576.
- GORE B. & LE CORRE C. 1987 - Cinématique hercynienne du cisaillement Nord-armoricain à la bordure du granite syntectonique de Saint-Renan-Kersaint. *Bull. Soc. Geol. France*, sous presse.
- GOURLAY P. 1981 - Les enveloppes sédimentaires du massif granito-gneissique de Lanvaux. Structure et déformation. D.E.A, Rennes, 30 p.
- HANMER S.K., LE CORRE C., BERTHE D. 1982 - The role of hercynian granites in the deformation and metamorphism of brioeverian and paleozoic rocks of central Brittany. *Jour. Geol. Soc. London*, 139, : 85-93.
- HANMER S.K. & VIGNERESSE J.L. 1980 - Mise en place de diapirs syntectoniques dans la chaîne hercynienne: ex. des massifs leucogranitiques de Locronan et de Pontivy (Bretagne centrale). *Bull. Soc. Geol. France*, XXII, 2, : 193-202.
- HARDY R.L. 1971 - Multiquadric equations of topography and other irregular surfaces. *Jour. Geophys. Res.*, 76, 8, : 1905-1915.
- HIRBEC Y. 1979 - Le complexe basique de Belle-Isle-en-Terre (Cotes du Nord). Sa place dans l'évolution géodynamique du nord du massif armoricain. Thèse 3-ème cycle, Rennes, 141p.
- HUBER M., RAMSAY J.G., SIMPSON C. 1980 - Deformation in the Maggia and Antigorio nappes, Lepontine Alps. *Eclog. Geol. Helv.*, 73 : 593-606.
- HUNZIKER J.C. 1970 - Polymetamorphism in the Monte Rosa, western Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, 63 :151-161
- HUNZIKER J.C. 1974 - Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. *Mem. Ist. Geol. Mineral., Univ. Padova*, 31: 1-54
- JAGER E. 1973 - Die alpine Orogenese in Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae Geol. Helv.*, 66: 11-21
- JEGOUZO P. 1980 - The south armorican shear zone. *Jour. Struct. Geol.*, 2, : 39-47.
- LACASSIN R. 1984 - Etude des mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du Mont Rose (Alpes suisses) et relation avec les grands chevauchements. Approche méthodologique de la déformation des roches gneissiques. Thèse 3-ème cycle, Montpellier, 221 p.
- LACASSIN R. & MATTAUER M. 1985 - Kilometre scale sheath fold at Mattmark and implications for transport direction in the Alps. *Nature*, 315: 739-741

- LADURON D. 1976 - L'antiforme de Vanzone: étude pétrologique et structurale dans la Vallée Anzasca (province de Novara, Italie). Mem. Ints. Geol., Univ. Louvain, 28.
- LE GAL P. 1985 - Evolution structurale et métamorphique de la région du Monte Leone (Alpes suisses). D.E.A. Rennes.
- LE CORRE C. 1977 - Le briovérien de Bretagne centrale. Bull. B.R.G.M. (2), 1 : 220-253.
- LE CORRE C. 1978 - Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse d'état, Rennes, 381 p.
- LE CORRE C. & LE THEOFF B. 1976 - Zonéographie de la déformation finie, de la fabrique et du métamorphisme dans un segment de la chaîne hercynienne. Bull. Soc. Geol. France. (7), 18: 1435-1442.
- LEDRU P. & BRUN J.P. 1977 - Utilisation des fronts et des trajectoires de schistosité dans l'étude des relations entre tectonique et intrusion granitique: l'exemple du granite de Flamanville (Manche). C. R. Acad. Sci., 285 :1199-1202.
- LE FORT J.P. 1975 - Le socle périarmoricaïn: étude géologique du socle submergé à l'Ouets de la France. Thèse ,Rennes, 250 p.
- LE THEOFF B. 1977 - Marqueurs ellipsoïdaux et déformation finie. Application aux synclinaux de Bretagne centrale et au "mantled gneiss domes" de Kuopio (Finlande). Thèse 3-ème cycle, Rennes, 96 p.
- LOPEZ-MUNOZ M. 1981 - Analyse structurale de la partie centrale du synclinorium de SAINT-Julien de Vouvantes et de l'axe Lanvaux-les-ponts-de-Cé (massif armoricaïn). Bull. Soc. Geol. Miner. Bretagne, C, XIII, 2 : 117-123.
- MALAVIEILLE J., LACASSIN R. & MATTAUER M. 1984-Signification tectonique des linéations d'allongement dans les Alpes occidentales. Bull. Soc. geol. France, XXVI, 5: 895-906
- MANCÉL P. 1985 - Cinématique tertiaire du segment Nord de la ligne du Simplon (Alpes Lépointines occidentales). D.E.A. Rennes, 46 p.
- MANCÉL P. & MERLE O. 1986 - Kinematics of the northern part of the Simplon Line (Central Alps). Tectonophysics (sous presse).
- MANCKTELOW N. 1985 - The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. Eclog. Geol. Helv., 78 : 73-96.
- MERLE O. 1987 - Histoire de la déformation dans les Alpes lépointines occidentales. Bull. Soc. Geol. France, 1987, (8), III : 183-190.
- MERLE O. & COBBOLD P.R. 1986 - Radiating shear directions in the Central Alps. Abstract in Shear criteria meeting, 22-24 May 1986, Imperial College, London.

- MERLE O. LE GAL P., MANCEL P. 1986 - Déformation et métamorphisme dans la région du Simplon (Alpes centrales).
Eclogae Geol. Helv., 79, 3: 705-718
- MILNES A.G. 1974 a - Post-nappe folding in the western lepontine Alps.
Eclogae Geol. Helv., 67 : 333-348.
- MILNES A.G. 1974 b - Structure of the pennine zone (central Alps): A new working hypothesis. Geol. Soc. Amer. Bull., 85 : 1727-1732.
- NICOLAS A. 1984 - Principes de tectonique. Masson ed. Paris, 196 p.
- PERCEVAULT M.N. & COBBOLD P.R. 1982 - Mathematical removal of ductile regional strain in central Brittany: evidence for wrench tectonics.
Tectonophysics, 82 : 317-328.
- PERCEVAULT M.N. 1983 - Problème inverse en déformation finie. Application au segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse 3-ème cycle, Rennes, 137 p.
- PEUCAT J.J., CHARLOT R., MIFDAL A., CHANTRAINE J., AUTRAN A. 1979 - Définition géochronologique de la phase bretonne en Bretagne centrale. Etude Rb/Sr de granites du domiane centre armoricain.
Bull. B.R.G.M., 1, 4 : 349-356.
- PEUCAT J.J., AUVRAY B., HIRBEC Y, CALVEZ J.Y. 1984 - Granites et cisaillement hercyniens dans le nord du massif armoricain: géochronologie Rb/Sr. Bull. Soc. Geol. France, XXVI, 7 : 1365-1373.
- PIVETTE B. 1978 - Le synclinorium de St Georges-sur-Loire. Sa place dans l'évolution de la Bretagne méridionale au paléozoïque. Thèse 3-ème cycle, Rennes.
- PLAINE J. 1976 - La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval. Thèse 3-ème cycle, Rennes.
- RAMSAY J.G. 1967 - Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York, 568 p.
- RAMSAY J.G. & GRAHAM R.H. 1970 - Strain variations in shear belts.
Can. Jour. Earth Sci., 7 : 786-813.
- RAMSAY J.G. & HUBER M. 1983 - The techniques of modern structural geology. Vol I: Strain analysis. Academic Press, London, 307 p.
- REGNAULT S. 1980 - Stratigraphie et structure dans le Menez-Bel Air. Thèse de 3-ème cycle, Rennes.
- SAGON J.P. 1976 - Contribution à l'étude géologique de la partie orientale du bassin de Chateaulin. Stratigraphie, volcanisme, métamorphisme et tectonique. Thèse d'état, Paris VI.
- SCHMIDT C. & PREISWERK H. 1908 - Geologische Karte der Simplongruppe. Spezial Karte n[48 Mit Erlanterungen.

- SPIEGEL M.P. 1983 - Analyse vectorielle. Cours et Problèmes. Mac Graw Hill, Paris, 224 p.
- STECK A. 1980 - Deux directions principales de flux métamorphique dans les Alpes centrales. Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., 75 :
- STECK A. 1984 - Structures et déformation tertiaires dans les Alpes centrales. Eclogae Geol. Helv., 77 : 55-100.
- STRECKEISEN A. & WENK E. 1974 - On steep isogradic surfaces in the Simplon area/ Contr. Mineral. Petrol., 47 : 81-95.
- SIDDANS A.W.B. 1972 - Slaty cleavage. A review of research since 1815. Earth Sci. Rev., 8 : 205-232.
- TRUESDELL C. & TOUPIN R. 1960 - The classical field theories. In: Handbuch der Physik (ed. S.Flugge), Springer Verlag, Berlin, 3(1) : 226-793.
- TRUMPY R. 1980 - An outline of the geology of Switzerland. Guide book of Switzerland. 26-ème Congrès Géologique International, Paris, 3-104
- VIDAL P. 1972 - L'axe granitique de Moellan-Lanvaux: mise en évidence de trois épisodes de plutonisme pendant le Paléozoïque inférieur. Bull. Soc.géol. miner. Bretagne, 1972, (C), IV,2: 75-89.
- VIDAL P. 1973 - Premières données géochronologiques sur les granites hercyniens du sud du massif armoricain. Bull. Soc. Geol. France, 15 : 239-245.
- VIGNERESSE J.L. 1978 - Gravimétrie et granites armoricains. Structure et mise en place des granites syntectoniques hercyniens. Thèse, Rennes, 91 p.
- WATTERSON J. 1968 - Homogeneous deformation of the gneiss of Vesterland, southwest Greenland. Gron. Geol. Underso. Bull., 78.
- WATTS M.J. & WILLIAMS G.D. 1979 - Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. Jour. Struct. Geol., 1 : 323-332.
- WENK E. 1954 - Eine strukturkarte der Tessinalpen. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 35: 311-319
- WILLIAMS P.F. 1976 - Relationship between axial-plane foliations and strain. Tectonophysics, 30 : 181-196.
- WOOD D.S. 1974 - Current views of the development of slaty cleavage. Ann. Rev. of Earth and Planet. Sci. 2 : 369-401.
- ZINGG A. & SCHMID 1983 - Mylonite zone along the insubric line west of the Lago Maggiore. Terra Cognita, 3, 2-3, NB 24



RESUME

Lorsqu'on étudie un champ de déformation ductile, la cartographie des directions principales de déformation finie autorise la construction des trajectoires correspondantes. De plus, la répartition des marqueurs utilisés (schistosité et linéation d'étirement), généralement bonne dans les exemples de champs de déformation naturels, permet ce type d'étude sur des superficies importantes.

Ce travail a pour objet, 1) de développer une méthode numérique de traçage des trajectoires, 2) de préciser les possibilités et les limites d'une interprétation cinématique basée sur l'analyse des trajectoires de déformation.

Dans le cas général d'une déformation hétérogène, la courbure des trajectoires varie à travers le champ de déformation et ceci implique localement la convergence et/ou la divergence des trajectoires. L'analyse théorique met en évidence le contrôle de la courbure des trajectoires de déformation finie par trois facteurs, qui sont, pour chaque famille de trajectoires: 1) la valeur de l'étirement transversal, 2) un gradient transverse d'étirement, et 3) la courbure des trajectoires de la déformation réciproque.

A l'aide d'exemples numériques et expérimentaux, on montre que, contrairement à ce qui a parfois été proposé, il n'existe pas de relations simples entre la convergence (et/ou la divergence) des trajectoires et un gradient d'intensité de la déformation finie.

Une méthode numérique de traçage est développée et automatisée sur micro-ordinateur puis appliquée à des exemples régionaux.

L'analyse des trajectoires de schistosité à travers le domaine centre armoricain (Bretagne) confirme l'existence d'un cisaillement transcurrent de toute cette région, synchrone de la mise en place des granites hercyniens. Dans le domaine pennique (Alpes centrales), les trajectoires de linéation de deux champs de déformation, résultant d'événements tectoniques successifs, sont analysées. On observe ainsi un champ de déformation, précoce, radial par rapport à la chaîne et contemporain d'un métamorphisme de haute température. Ce champ est perturbé localement par une déformation ultérieure correspondant à des conditions rétro-morphiques.