

ESTUDO DO FLUXO DE CALOR E MOVIMENTAÇÃO DE FLUIDOS NA BACIA DO MÉDIO AMAZONAS

HUMBERTO DA SILVA CARVALHO

PAULO FERNANDO SIMÕES LÔBO

*Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geofísica — PPPG/UFBA.
Rua Caetano Moura 123, Federação, 40.210, Salvador - Bahia, Brasil*

JORGE NELSON DOS PRAZERES CAMPOS

Distrito de Exploração do Norte/PETROBRÁS, Belém, Brasil

SYLVIO GERALDO ZEMBRUSCKI

*Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello
(CENPES/PETROBRÁS), Rio de Janeiro, Brasil*

Heat flow in the Medium Amazon Basin was determined using the thermal resistance method due to Bullard. The thermal conductivity of the lithological section of each well was determined by combining laboratory measurements of representative samples of the well column. Corrections due to porosity, fluid content and temperature have been applied to the measured thermal conductivity. The thermal gradients of the Basin vary from 8.3 to 47.0°C/km. The Basin is characterized by a mean gradient of 21.8°C/km, mean thermal conductivity of 4.72 mcal/cm s °C and a mean heat flow of 1.03 μ cal/cm² s. The observed heat flow distribution of the Basin is caused by fluid motion through the main hydrogeological systems. This conclusion relies on hydrodynamic studies in the Basin, that allowed us to localize potentiometric lows and highs, defining in this way convergent fluid zones. The heat flow and thermal gradient maps, when integrated with the hydrodynamics sections, showed an excellent correlation between the heat flow distribution and the hydrodynamics of the Basin.

O fluxo térmico da Bacia do Médio Amazonas foi determinado usando o método de resistência térmica proposto por Bullard. A condutividade térmica da seção litológica de cada poço foi determinada combinando medidas de laboratório em amostras representativas da coluna do poço. Correções devido à porosidade, conteúdo de fluido e temperatura foram aplicadas à condutividade térmica medida. Os gradientes térmicos da bacia variam de 8.3 a 47.0°C/km. A bacia é caracterizada por um gradiente médio de 21.8°C/km, condutividade térmica de 4.72 mcal/cm s °C e um fluxo médio de 1.03 μ cal/cm² s. A distribuição de fluxo térmico observada na bacia é causada por movimento de fluido através dos principais sistemas hidrogeológicos. Esta conclusão fundamenta-se em estudos hidrogeológicos na bacia, os quais permitiram localizar baixos e altos potenciométricos, definindo desta forma zonas de fluido convergentes. Os mapas de fluxo térmico e gradiente térmico, quando integrados a seções hidrodinâmicas, mostram uma excelente correlação entre a distribuição de fluxo térmico e a hidrodinâmica da bacia.

(Traduzido pela Revista)

INTRODUÇÃO

Os diversos processos geológicos que atuam na crosta terrestre têm suas energias retiradas do calor interno da terra. Os exemplos mais importantes estão associados com as placas tectônicas e a geração de magma os quais estão intimamente relacionados à distribuição de calor na crosta e manto superior.

Por causa da baixa velocidade de propagação de calor por condução o presente fluxo de calor medido na

superfície pode refletir condições tectônicas no passado geológico. Em regiões estáveis tectonicamente, de idades Pré-Cambrianas, a média do fluxo de calor é de 0,93 \pm 0,17 microcalorias/cm².s (Polyak & Smirnov, 1968).

As bacias sedimentares onde a atividade exploratória de petróleo constitui o principal interesse, são uma importante fonte de informações para estudos geotérmicos visando diversas finalidades como por exemplo, os recursos energéticos. A temperatura é reconhecidamente um dos agentes mais importantes na maturação de hi-

drocarbonetos, que controla os processos de formação e destruição de óleo e gás.

Nessas bacias, existe uma contínua movimentação de fluidos, predominantemente água, circulando através do pacote sedimentar (dependendo da porosidade e permeabilidade), excetuando naturalmente as camadas de evaporitos, que eventualmente possam estar presentes. Além disso, a ocorrência de hidrocarbonetos pode estar associada a esta movimentação de fluidos, cujo efeito pode ser observado através de anomalias de temperatura.

Nos últimos anos, um grande interesse foi despertado entre vários pesquisadores (Hitchon, 1984, Majorowicz *et al.*, 1985, entre outros) em associar o regime hidrodinâmico com as características térmicas na bacia, na tentativa de estabelecer modelos de circulação de fluidos, visando conjugar esforços na descoberta de horizontes produtores de hidrocarbonetos.

Apesar da escassez de dados de temperatura e a insuficiência de informações que permitissem a determinação completa dos parâmetros hidrodinâmicos, este trabalho constitui a primeira tentativa de integração de distribuição de fluxo de calor com o regime hidrodinâmico na Bacia do Médio Amazonas, propiciando a análise de modelos de movimentação de fluidos, que embora não sejam apresentados a nível de detalhes de cada camada, são suficientes para entender o mecanismo de transporte de fluidos na bacia.

GEOLOGIA DA BACIA

A Bacia Paleozóica do Médio Amazonas (Fig. 1) abrange, aproximadamente, 450.000 km² e está situada

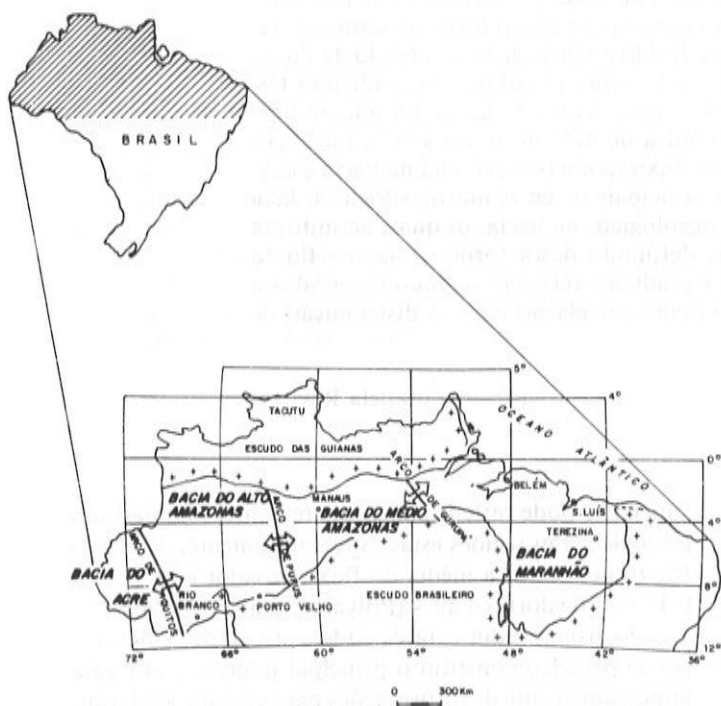


Figura 1 — Mapa de localização da Bacia do Médio Amazonas no contexto regional das bacias do Norte do Brasil.

na região Norte do Brasil. Limita-se ao norte pelo escudo guianense, ao sul pelo escudo Brasileiro, a leste pelo Arco Gurupá e a oeste pelo Arco Purus. Apresenta uma forma alongada com o eixo maior estendendo-se segundo a direção leste-oeste. Segundo a classificação de Klemme (1971), esta bacia enquadra-se como do tipo I, intracratônica de interior estável.

O pacote sedimentar, alcançando espessuras de mais de 5.000 m de sedimentos, é composto de rochas do Ordoviciano ao recente. Os folhelhos marinhos da Formação Curuá (Membro Barreirinha) constituem-se nos geradores potenciais da bacia e, os arenitos flúvio-eólicos da Formação Monte Alegre, nos reservatórios para acumulação de hidrocarbonetos (Fig. 2).

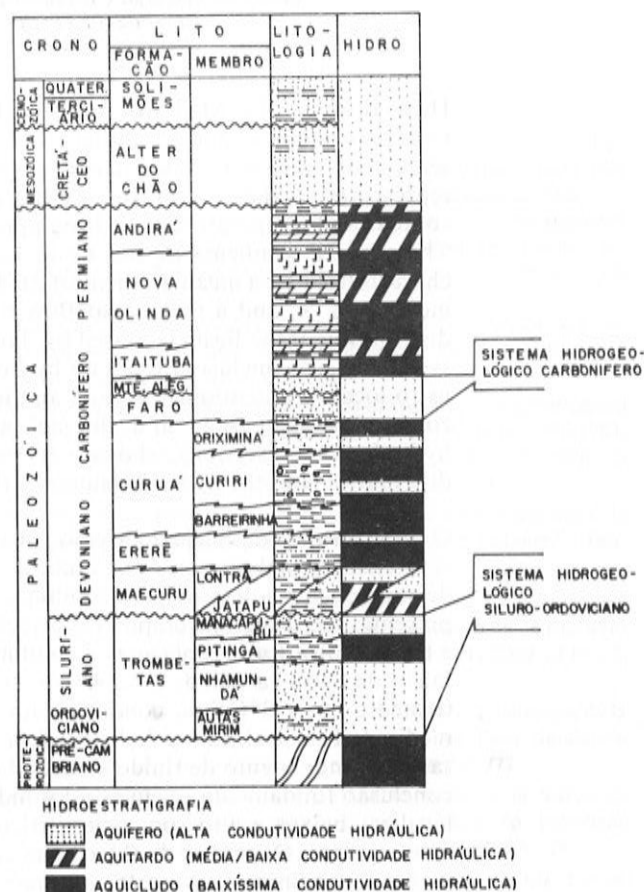


Figura 2 — Estratigrafia, litologia e hidroestratigrafia da Bacia do Médio Amazonas.

AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

As bacias petrolíferas constituem uma fonte importante de dados geotérmicos, pois com a utilização de perfis de poços é possível obter temperatura de fundo de poço, o conhecimento detalhado da litologia e a localização de testemunhos em profundidade para medida da condutividade térmica.

Para o estudo do fluxo de calor da Bacia do Médio Amazonas foram utilizados 48 poços, muitos dos quais tinham até 8 temperaturas a diferentes profundidades. Entretanto, os dados de temperatura na sua maior parte, não puderam ser corrigidos contra os efeitos de perfuração, principalmente devido à falta de informações com relação ao tempo de circulação da lama no poço e os tempos de medidas de temperaturas após a circulação, o que impossibilitou uma análise do erro envolvido nos dados. Sempre que havia valores medidos a diferentes tempos depois da circulação, o último valor foi selecionado. Além disso, quando numa mesma localização existiam dados registrados em sucessivas profundidades, eles foram testados em termos de consistência, isto é, inversões de temperatura e variações abruptas no gradiente local. Muitas das temperaturas utilizadas neste trabalho foram obtidas de testes de formação e algumas outras (ver Tabela 2) puderam ser corrigidas contra a perturbação devido à perfuração usando o método de Horner.

A litologia detalhada de cada poço foi obtida dos perfis compostos, onde o tipo e a espessura de cada componente da coluna litológica são interpretados pela Petrobrás, a partir da utilização de vários perfis corridos no poço e o uso de amostras de calha e testemunhos.

Para a medida da condutividade térmica foram selecionadas 180 amostras de rochas, provenientes dos 48 poços utilizados. A análise dos testemunhos possibilitou caracterizar rochas com intercalações de outros tipos, tornando o cálculo da condutividade térmica média do poço mais representativo da sua litologia.

No estudo hidrodinâmico da Bacia do Médio Amazonas foram analisados 34 testes de formação na fase água, efetuados em 17 poços exploratórios. Utilizou-se também, os dados do levantamento de Nogueira & Wesche (1964), cujos valores foram comparados em relação aos dos poços mais recentes, sendo aplicados conforme a necessidade de controle dos mapas. Devido ao fato da maioria dos dados de pressão terem sido obtidos de registradores obsoletos (Howco Std e Johnston "T") em relação aos atuais, os testes foram selecionados criteriosamente, observando-se o volume dos recuperados e a qualidade dos registros. Também foram elaborados gráficos de pressão versus profundidade de acordo com a frequência vertical e horizontal dos testes, com o objetivo de se obter uma densidade média da água, necessária para o cálculo da energia potencial, na tentativa de eliminar o efeito do evaporito sobre este parâmetro.

O cálculo da energia potencial (elevação potenciométrica) obedeceu a equação de Hubbert (1953) e, o intervalo de contorno dos mapas de superfície potenciométrica foi arbitrado considerando o erro de precisão dos registradores de pressão.

HIDRODINÂMICA REGIONAL

A disposição geológica e geográfica da Bacia do Médio Amazonas conduziu à exposição de faixas de afloramento dos seus principais aquíferos, nos flancos

norte e sul, tornando-se as principais áreas de recarga. Os evaporitos da seqüência Permo-Carbonífera — Formações Nova Olinda e Itaituba — influenciam na salinidade das águas percolantes da seção sedimentar de tal maneira que podem induzir a interpretação de zonas pseudo-estagnantes mascarando as verdadeiras condições hidrodinâmicas. Este é um fato crucial e deve ser considerado quando da determinação dos valores de gradiente médio de pressão, a serem aplicados no cálculo das elevações potenciométrica (Hubbert, 1953; Neglia, 1980).

As correlações estratigráficas, interesse exploratório, continuidade regional e as seqüências hidráulicas isolantes, conduziram à identificação e análise de dois sistemas hidrogeológicos bem definidos: sistema hidrogeológico Carbonífero e sistema hidrogeológico Siluro-Ordoviciano. O primeiro é representado principalmente pelos arenitos flúvio-marinhos da Formação Monte Alegre devido às suas destacadas características de reservatório. Os arenitos da base da Formação Itaituba e Formação Faro completam o sistema, apesar de suas condições de reservatórios menos favoráveis.

Os arenitos da Formação Monte Alegre possuem extensa continuidade lateral e permoporosa, constituindo-se no objetivo exploratório principal para hidrocarbonetos desta bacia.

O sistema Carbonífero é delimitado na sua parte superior pelos clásticos finos e sedimentos químicos da Formação Itaituba, tendo sotopostos os aquíferos da Formação Curuá (Fig. 2). O sistema hidrogeológico Siluro-Ordoviciano é composto dos aquíferos da Formação Trombetas sendo limitado vertical e superiormente pela seqüência do Devoniano e por sedimentos mais antigos subjacentes, incluindo o embasamento cristalino (Fig. 2).

A importância da análise do sistema Siluro-Ordoviciano, está na verificação do sentido do fluxo hidrodinâmico entre este sistema e aquele que lhe é sobreposto — Carbonífero — devido à posição estratigráfica intermediária das camadas geradoras (folhelhos Barreirinha) em relação a ambos os sistemas.

O estágio de compactação da Bacia Paleozóica do Médio Amazonas onde a atuação do fluxo gravitacional centrípeto é preponderante, caracteriza a fase madura na classificação hidrodinâmica das bacias sedimentares (Coustau *et al.*, 1975).

A compreensão dos mapas de superfície potenciométrica dos sistemas Carbonífero e Siluro-Ordoviciano, objetivou analisar as direções do fluxo hidrodinâmico, as quais são perpendiculares às curvas equipotenciais contornadas. Assim, foram selecionadas zonas de convergência e divergência do fluxo, baixos e altos potenciométricos, cujo controle pode estar intimamente relacionado ao arcabouço estrutural da bacia.

O mapa de superfície potenciométrica do sistema hidrogeológico Carbonífero (Campos & Zemruscki, 1986) evidenciou as seguintes anomalias principais (Fig. 3):

— calha potenciométrica Óbidos-Alenquer: zona de convergência do fluxo advindo do flanco de recarga

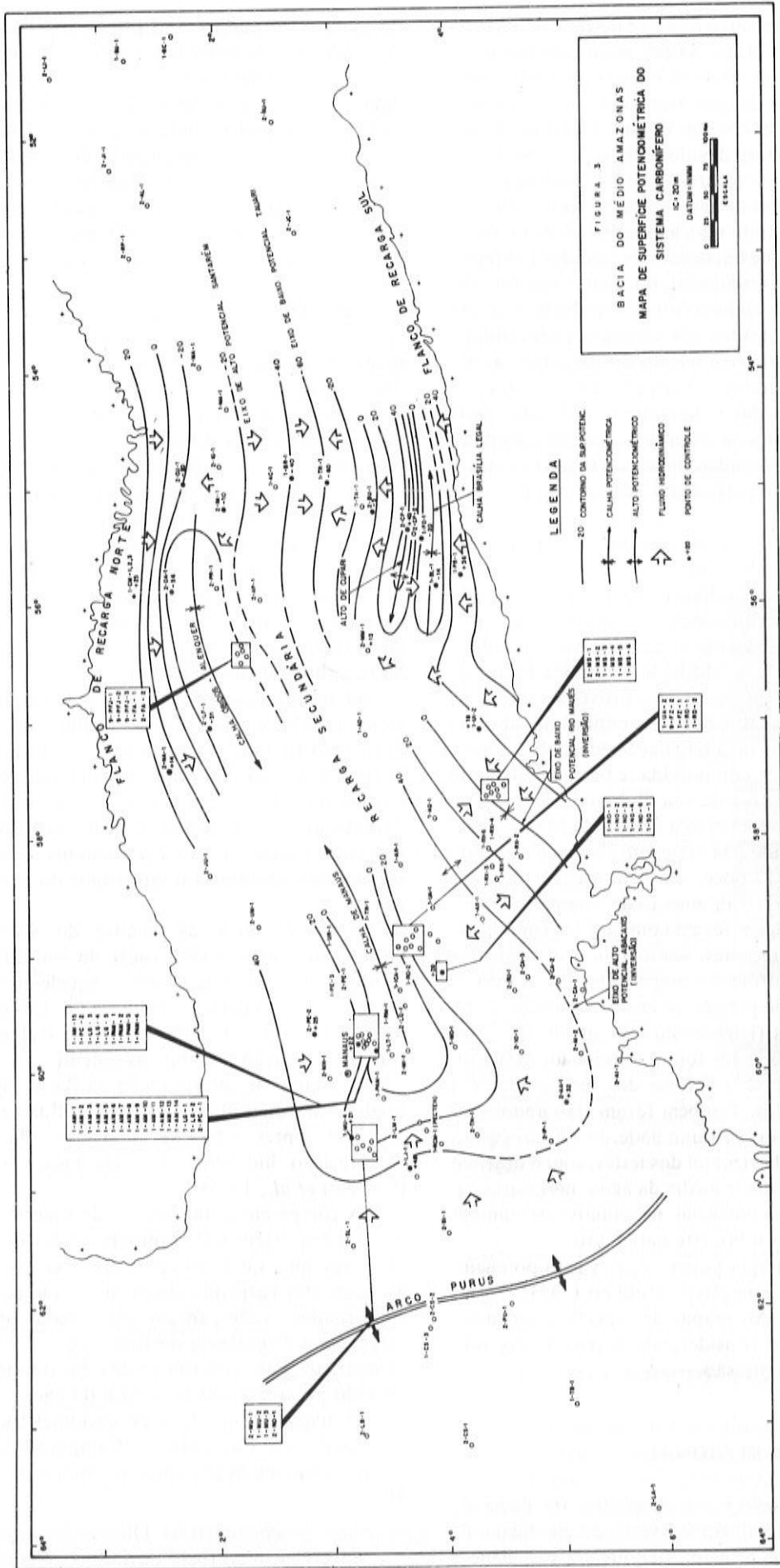


Figura 3 — Mapa de superfície potenciométrica do sistema Carbonífero

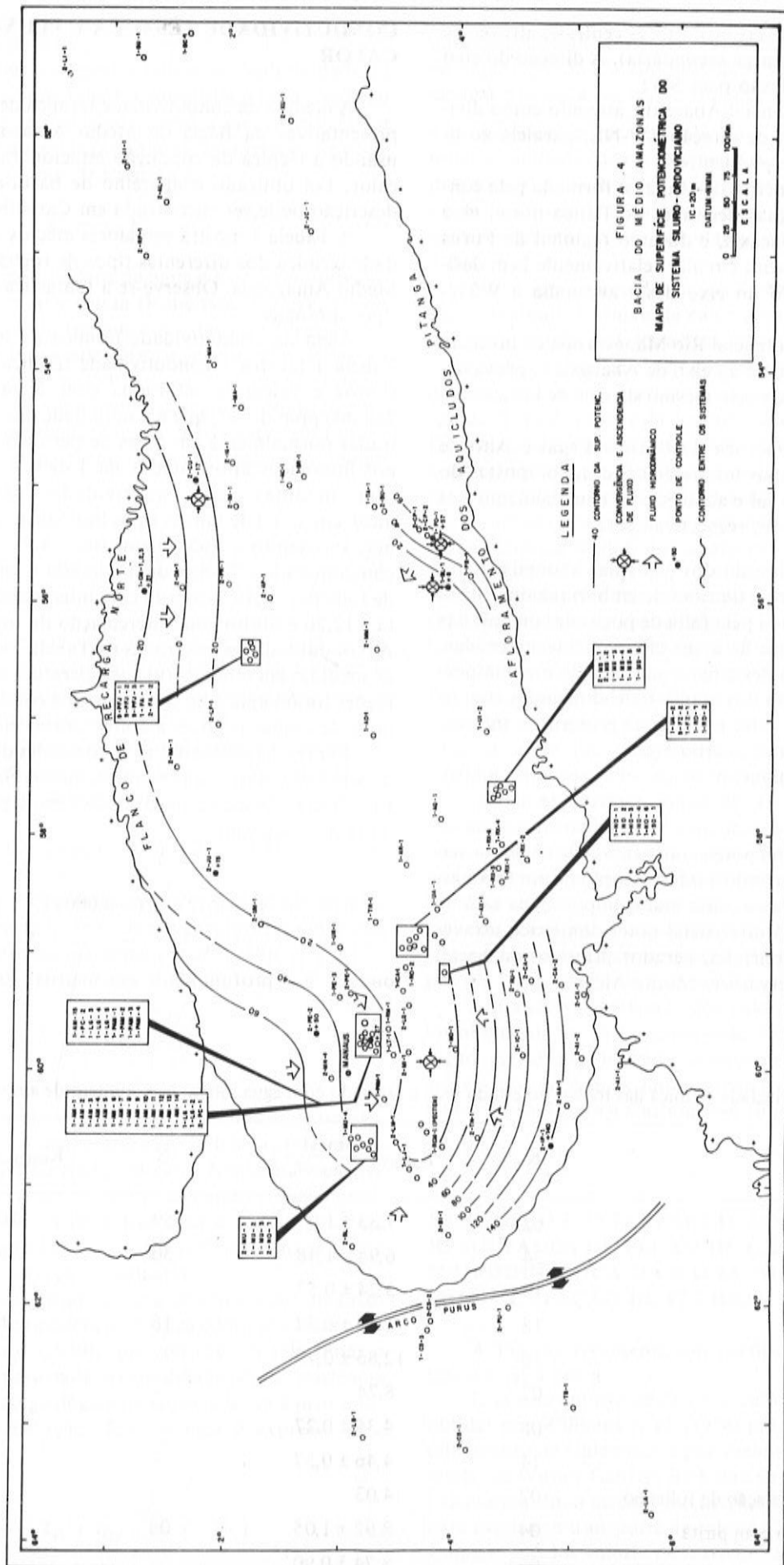


Figura 4 — Mapa de superfície potenciométrica do sistema Siluro-Ordoviciano.

- norte e de prováveis infiltrações centrais, através de falhamentos (recarga secundária). A direção do eixo é E-W com inflexão para SW;
- eixo de alto potencial Abacaxis: atuando como divisor hidrológico, de direção SW-NE, paralela ao lineamento correspondente;
 - calha potenciométrica de Manaus: formada pela convergência de águas derivadas do flanco norte, eixo de inversão Abacaxis, e do arco regional de Purus num contorno semi-circular relativamente bem definido. A direção do eixo desta anomalia é WSW-ENE;
 - eixo de baixo potencial Rio Maués: zona de inversão de fluxo, associada ao eixo de Abacaxis e, provavelmente controlada pelo mesmo sistema de lineamento SW-NE;
 - calha potenciométrica de Brasília Legal e Alto de Cupari: anomalias interrelacionadas, compostas do fluxo da borda sul e adjacências, com caimento dos eixos para E e W, respectivamente.

A posição e direção dos eixos das anomalias citadas, parecem sugerir extensões de âmbito regional. Esta hipótese é dificultada pela falta de poços de controle nas zonas intermediárias às áreas efetivamente mapeadas. Entretanto, a idéia desta tendência será de suma importância na integração dos mapas hidrodinâmicos com os mapas de fluxo de calor e gradiente geotérmico intervarlar ao nível do sistema carbonífero.

O mapa potenciométrico do sistema Siluro-Ordoviciano (Fig. 4), de menor controle de dados, foi útil na caracterização de uma zona de convergência de mesmo eixo da calha potenciométrica de Manaus — acima referida, conduzindo à interpretação de um fluxo ascendente naquela área, cuja maior importância está na constatação de um diferencial potenciométrico através do aquíclodo Barreirinha, gerador principal da bacia, no sentido do reservatório Monte Alegre.

CONDUTIVIDADE TÉRMICA E FLUXO DE CALOR

A medida da condutividade térmica de amostras representativas da Bacia do Médio Amazonas foi feita usando a técnica da condução estacionária de fluxo de calor. Foi utilizado o aparelho de barra-dividida cuja descrição pode ser encontrada em Carvalho (1981).

A Tabela 1 mostra os valores médios de condutividade térmica dos diferentes tipos de rocha da bacia do Médio Amazonas. Observe-se a fantástica variedade de tipos litológicos.

Além da condutividade térmica no estado seco a Tabela 1 mostra a condutividade térmica de arenitos, siltitos e calcários saturados com água salina com 248.000 ppm de sal, que é a salinidade das águas encontradas normalmente em áreas de petróleo. Afora os tipos litológicos apresentados na Tabela 1, também foram medidas as condutividades térmicas (em $\text{mcal/cm.s.}^{\circ}\text{C}$) de outros tipos litológicos da bacia a saber: Piroxenito - 7,63; Diamictito - 3,98; Arenito com conglomerado - 7,48; Conglomerado com intercalação de folhelho - 4,19; Anidrita com intercalação de dolomita - 12,20 e Siltito com intercalação de folhelho - 4,37. As condutividades mostradas na Tabela 1 são resultados de medidas em laboratório à temperatura de 20°C . Correções foram aplicadas para ajustar a condutividade térmica de rochas porosas a temperaturas elevadas.

Foram determinadas as porosidades de 74 amostras de arenitos e siltitos que resultou numa relação geral para a bacia, da curva porosidade versus profundidade, dada pela equação:

$$\phi = 0,13 \exp(-0,0003 Z) \quad (1)$$

onde Z é a profundidade em metros. Esta expressão

Tabela 1 — Condutividade térmica das rochas no estado seco e saturado com água salina. N = número de amostras.

Litologias	N	$K_{\text{seco}} \left(\frac{\text{mcal}}{\text{cm.s.}^{\circ}\text{C}} \right)$	N	$K_{\text{saturado}} \left(\frac{\text{mcal}}{\text{cm.s.}^{\circ}\text{C}} \right)$
Arenito	62	$7,33 \pm 1,07$	59	$10,22 \pm 1,40$
Siltito	34	$6,94 \pm 1,48$	30	$8,71 \pm 1,30$
Folhelho	10	$3,24 \pm 0,57$	—	—
Calcário	18	$5,73 \pm 0,54$	18	$6,38 \pm 0,98$
Anidrita	18	$12,86 \pm 0,79$	—	—
Sal	02	8,74	—	—
Diabásio	05	$4,35 \pm 0,27$	—	—
Folhelho siltico	14	$4,46 \pm 0,57$	—	—
Arenito com intercalação de folhelho	02	4,03	—	—
Arenito quartzítico com pirita	04	$8,92 \pm 1,05$	04	$13,57 \pm 2,25$
Folhelho c/anidrita	05	$8,74 \pm 0,90$	—	—

produz uma porosidade de 13% na superfície e 4% à profundidade de 4 km.

Para rochas com porosidade ϕ , a condutividade da rocha saturada com água K_r , apropriada para condição 'in situ', pode ser calculada como a média geométrica das condutividades das fases puras, ponderadas de acordo com seus volumes fracionários,

$$K_r = K_a K_s^{(1-\phi)} \quad (2)$$

onde K_a é a condutividade da água e K_s é a condutividade térmica da matriz sólida (Robertson & Peck, 1974). Entretanto, quando tentamos ajustar esta fórmula aos dados de condutividade térmica e porosidade das 74 amostras de arenitos e siltitos, a equação (2) não funcionou, o que nos levou a propor a seguinte equação para determinação da condutividade dos arenitos em função da porosidade, a partir do ajuste dos dados mencionados:

$$K_r = (A\phi + B) K_a^\phi K_s^{(1-\phi)} \quad (3)$$

onde $A = 3,41$, $B = 1,35$, com $K_a = 1,43 \times 10^{-3}$ cal/cm.s. $^{\circ}$ C. A equação (3) fornece valores de condutividade térmica dos arenitos saturados com água salina em função da porosidade, a menos de 10%.

A combinação da equação (1) com a equação (3), fornece uma maneira de determinar a condutividade térmica dos arenitos da bacia em função da profundidade.

$$K_r = 0,972 \exp(-0,0003 Z) + 9,51 \quad (4)$$

Para corrigir os valores da condutividade térmica das rochas, contra o efeito de temperatura, foi utilizada a seguinte expressão (Chapman *et al.* 1984):

$$K = \frac{K_{20} \cdot 293}{T + 273} \quad (5)$$

onde K_{20} é a condutividade térmica medida em laboratório a 20 $^{\circ}$ C e T é a temperatura em Kelvin correspondente à temperatura da rocha 'in situ'. Nenhuma tentativa foi feita para corrigir os valores da condutividade térmica contra os efeitos de anisotropia devido à natureza complexa dos problemas e provavelmente ao pequeno valor que esta correção produziria.

O método utilizado para a determinação do fluxo de calor foi o da resistência térmica cumulativa introduzido por Bullard (1939), que consiste em relacionar a temperatura a uma dada profundidade com a resistência térmica da seção geológica da superfície até a profundidade em consideração. Esta técnica é expressa pela equação:

$$T_A = T_0 + q_0 \sum_{z=0}^A \left(\frac{\Delta z}{K} \right) \quad (6)$$

onde T_A é a temperatura à profundidade $z = A$, T_0 é uma temperatura arbitrária, que pode ser a temperatura da superfície, K é a condutividade térmica correspondente à espessura Δz , q_0 é o fluxo de calor na superfície, e a resistência térmica cumulativa $\sum \frac{\Delta z}{K}$ é obtida para todas as unidades de rocha entre a superfície e a profundidade $z = A$. O fluxo de calor do poço, é então obtido da inclinação do gráfico de valores consecutivos T_A versus a resistência térmica cumulativa obtida até a profundidade $z = A$.

Na última coluna da Tabela 2 vêm listados os valores individuais do fluxo de calor para cada poço, obtidos pelo método descrito acima, assim como na terceira coluna da mesma tabela aparecem os valores dos gradientes geotérmicos que foram calculados através da razão do fluxo de calor e da condutividade térmica média. Dividindo-se a espessura de rocha, compreendida entre a superfície até a profundidade onde foi medida a última temperatura, pela correspondente resistência cumulativa, foram obtidos para cada poço os valores da condutividade térmica média, que aparecem na quarta coluna da Tabela 2.

A distribuição dos valores de fluxo de calor da bacia é mostrada no mapa da Fig. 5.

Observa-se, desta figura, que o fluxo de calor varia entre 0,44 a 1,47 μ cal/cm 2 .s, com um valor anômalo de fluxo de calor de 2,31 μ cal/cm 2 .s. A correspondente variação de gradiente está na faixa de 8,3-28,5 $^{\circ}$ C/km. No entanto, a condutividade térmica média de cada poço não apresenta uma faixa correspondente de variação. Seu valor médio é de 4,72 \pm 0,44 mcal/cm.s. $^{\circ}$ C. O desvio padrão da média reflete o alto grau de uniformidade dos valores individuais de condutividade térmica, como pode ser visto na Tabela 2. Desta forma, as variações de fluxo de calor observadas no mapa da Fig. 5 não estão associadas a efeito de condutividade. A bacia está caracterizada por um gradiente médio de 21,8 \pm 5,6 $^{\circ}$ C/km e por um fluxo médio de 1,03 \pm 0,27 μ cal/cm 2 .s.

A grande variabilidade dos valores de fluxo de calor observada na bacia certamente demanda uma explicação que deve ser baseada na movimentação de fluidos através dos seus mais importantes sistemas aquíferos: Siluro-Ordoviciano e Carbonífero (Fig. 2).

DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO DOS RESULTADOS DE FLUXO DE CALOR E DA HIDRODINÂMICA DA BACIA. MODELO DE MOVIMENTAÇÃO DE FLUIDOS

A Fig. 6a representa um perfil de fluxo de calor transversal à bacia.

Esta distribuição de fluxo de calor é similar àquelas obtidas por Williams *et al.* (1974) para o centro de fendilhamento de Galápagos e por Zielinski *et al.* (1985) na região de Witney Canyon Rickman Creek. A convenção hidrotermal foi o mecanismo invocado por esses autores para explicar o transporte de calor nestas áreas. Embora a magnitude dos valores de fluxo de calor não seja com-

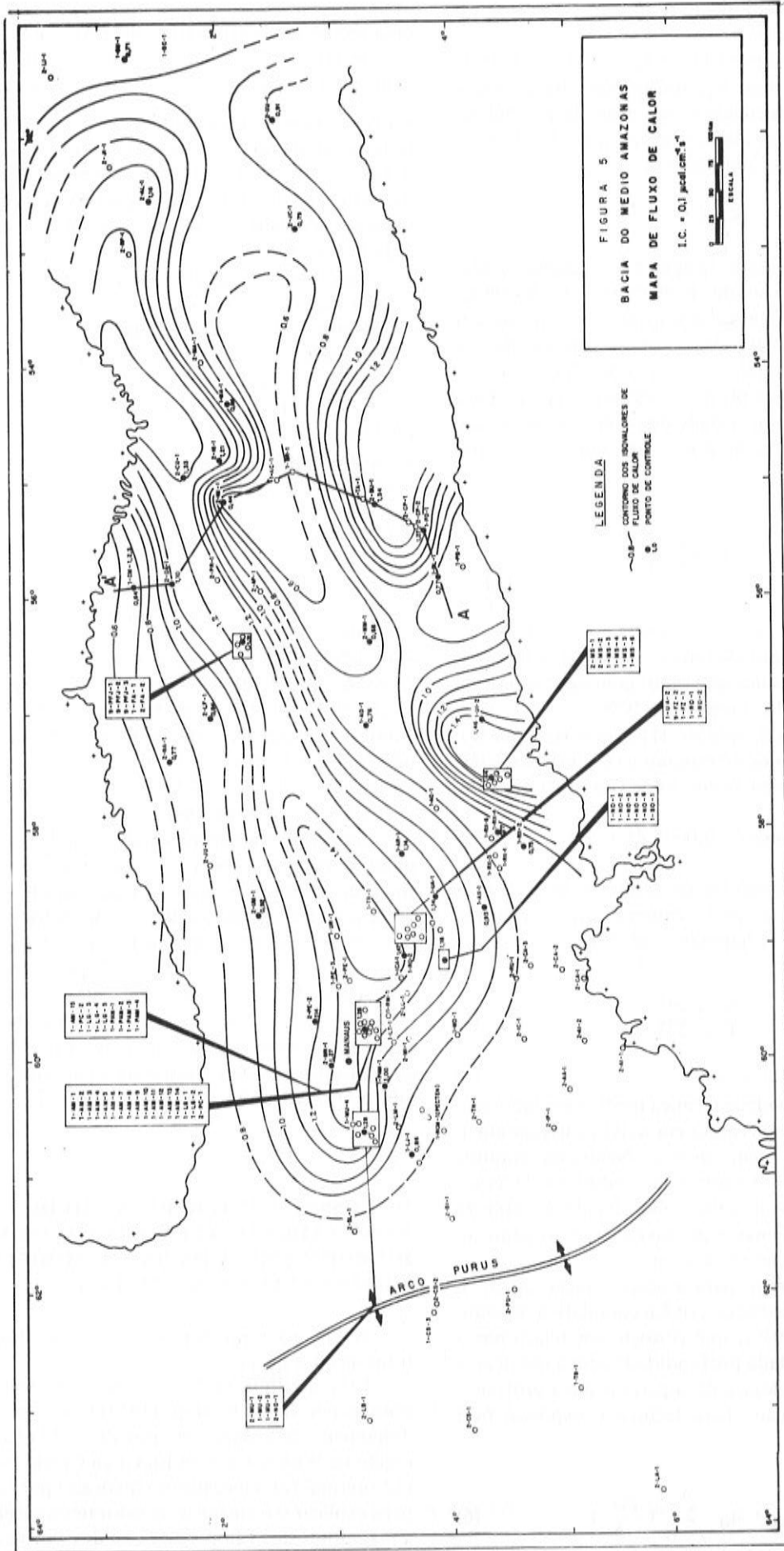


Figura 5 — Mapa de fluxo de calor.

Tabela 2 – Valores do gradiente, condutividade e fluxo de calor dos poços da Bacia do Médio Amazonas.

Identificação	Poço	G (°C/km)	K ($\frac{\text{mcal}}{\text{cm.s.}^\circ\text{C}}$)	q ($\frac{\mu\text{cal}}{\text{cm}^2.\text{s}}$)
1	1-AD-1A-AM	15,2*	5,01	0,76
2	2-AL-1-PA	25,3*	4,58	1,16
3	1-AM-6-AM	25,1*	5,65	1,42
4	1-AM-14-AM	26,5*	4,99	1,32
5	1-AR-1-AM	26,1	4,36	1,14
6	1-BL-1-PA	16,8	4,58	0,77
7	2-BU-1-PA	26,1	5,14	1,34
8	1-CM-2-PA	17,9	3,96	0,71
9	1-CM-3-PA	14,8	3,78	0,56
10	2-CS-1-AM	22,4	5,01	1,12
11	2-CS-2-AM	18,2	5,38	0,98
12	2-CU-1-PA	31,9*	4,17	1,33
13	1-FA-1-AM	27,5	4,40	1,21
14	1-FO-1-PA	26,6*	4,77	1,27
15	2-GU-1-PA	13,4	5,29	0,71
16	2-IG-1-PA	22,7	5,35	1,21
17	2-IM-1-PA	8,3	5,28	0,44
18	2-JC-1-PA	16,0	4,95	0,79
19	2-LF-1-AM	19,2	4,37	0,84
20	1-LG-1-AM	24,5	4,57	1,12
21	1-LG-2-AM	26,1*	4,95	1,29
22	1-LG-3-AM	24,8	5,05	1,25
23	2-LM-1-AM	18,1	4,75	0,86
24	1-MA-1-PA	21,2	4,05	0,86
25	2-MM-1-PA	14,0*	4,85	0,68
26	2-MN-1-AM	23,4	5,43	1,27
27	1-MS-5-AM	29,7	4,85	1,44
28	2-MU-1-AM	24,0	5,33	1,28
29	2-NA-1-PA	16,3	4,73	0,77
30	2-NO-2-PA	30,2	4,24	1,28
31	1-NO-3-AM	33,6	4,08	1,37
32	1-NO-4-AM	21,4	4,20	0,90
33	2-OA-2-PA	26,3	4,18	1,10
34	1-PAM-1-AM	22,1	4,53	1,00
35	2-PC-1-AM	15,1	4,85	0,73
36	2-PC-2-AM	22,3	5,15	1,15
37	1-RO-2-AM	28,5	5,16	1,47
38	1-RX-1-AM	20,4	4,55	0,93
39	1-RX-2-AM	16,8	4,47	0,75
40	1-RX-3-AM	22,8*	4,83	1,10
41	1-RX-4-AM	15,7	4,92	0,77
42	1-TB-1-AM	17,0	4,13	0,70
43	1-TR-1-AM	47,0	4,92	2,31
44	1-UA-1-AM	19,7	4,16	0,82
45	1-UI-2-AM	32,9	4,44	1,46
46	2-UM-1-AM	19,6	4,69	0,92
47	1-UR-1-AM	15,9	4,46	0,71
48	2-XU-1-PA	22,9	4,88	1,12

* Gradientes obtidos a partir de temperaturas corrigidas pelo método de Horner.

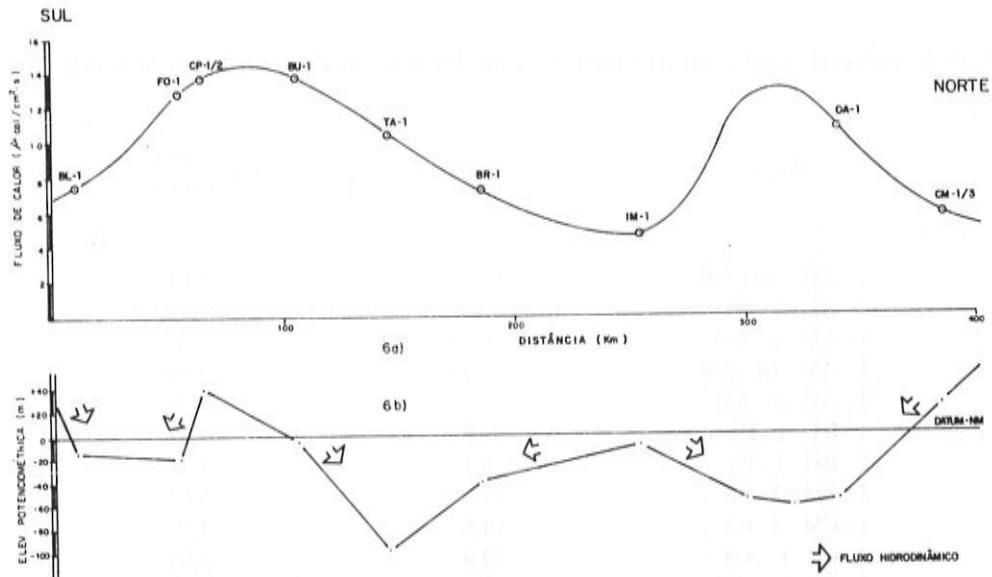


Figura 6 — Seção fluxo de calor/elevação potenciométrica versus distância na área do Rio Tapajós, da seção AA'.

parável aos das áreas mencionadas acima, uma explicação desta variabilidade não pode ser obtida via mecanismos puramente de condução de calor. Smith & Fuller (1977) estudando o fluxo de calor na Flórida verificaram que as sete novas determinações variavam de 1,3-0,1 $\mu\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$, estando relacionadas às propriedades circulatórias do extenso sistema aquífero daquela região e, que dentro de cada poço as variações no fluxo condutivo eram atribuídas à convecção térmica local. O mecanismo de refração de calor também não explica o comportamento desta distribuição, haja vista que nenhum contraste de condutividade é encontrado na bacia. Considerações teóricas (Carslaw & Jaeger, 1959) a respeito de condução de calor via mecanismos de contraste de condutividade térmica revelam que para uma bacia na forma de um elipsóide, o fluxo de calor diminui uniformemente ao longo da mesma e isto não é observado na Fig. 6a.

Se a distribuição de fluxo de calor da Fig. 6 reflete movimento de água subterrânea e os sucessivos altos e baixos relativos são indicadores de zonas de descarga de águas profundas mais quentes e zonas de recargas, respectivamente, então estas zonas são falhamentos ou pontos de intrusão de diabásio. Estes, durante o processo de ascensão nas rochas da bacia, são fraturados ao entrar em contato com rochas frias e, conseqüentemente, adquiriram uma permeabilidade vertical suficiente para canalizar fluidos ao longo de sua extensão. Nunn & Aires (1984), estudaram a subsidência e a evolução tectônica da Bacia do Médio Amazonas e concluíram que rifteamento e estiramento da litosfera implicam em que a crosta e os sedimentos mais antigos depositados em cima da zona rifteada, devem ser falhados ao longo da bacia.

Na interpretação dos efeitos provocados pela atuação do componente hidrodinâmico em relação ao geotérmico, devemos considerar alguns critérios extraídos da extensa bibliografia pesquisada com modificações e adaptações dos autores deste trabalho. Esses critérios são resumidos e enumerados a seguir:

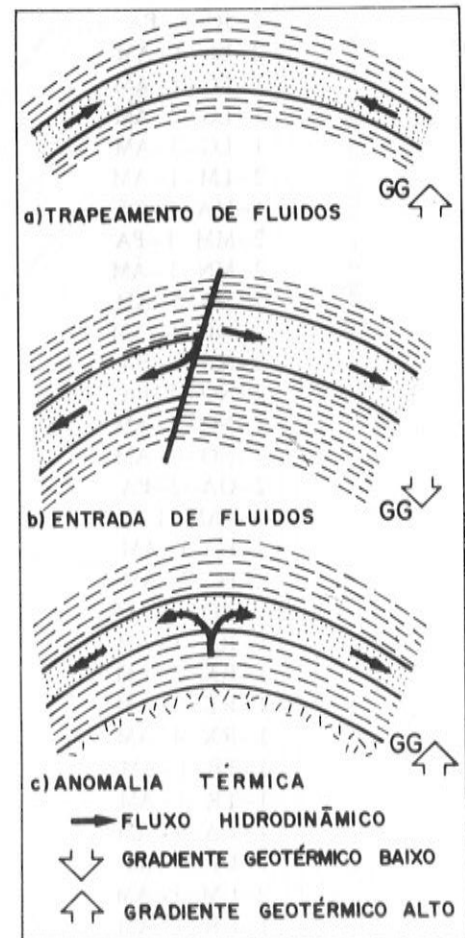


Figura 7 — Situações esquemáticas ilustrando os critérios hidrodinâmicos associados aos geotérmicos.

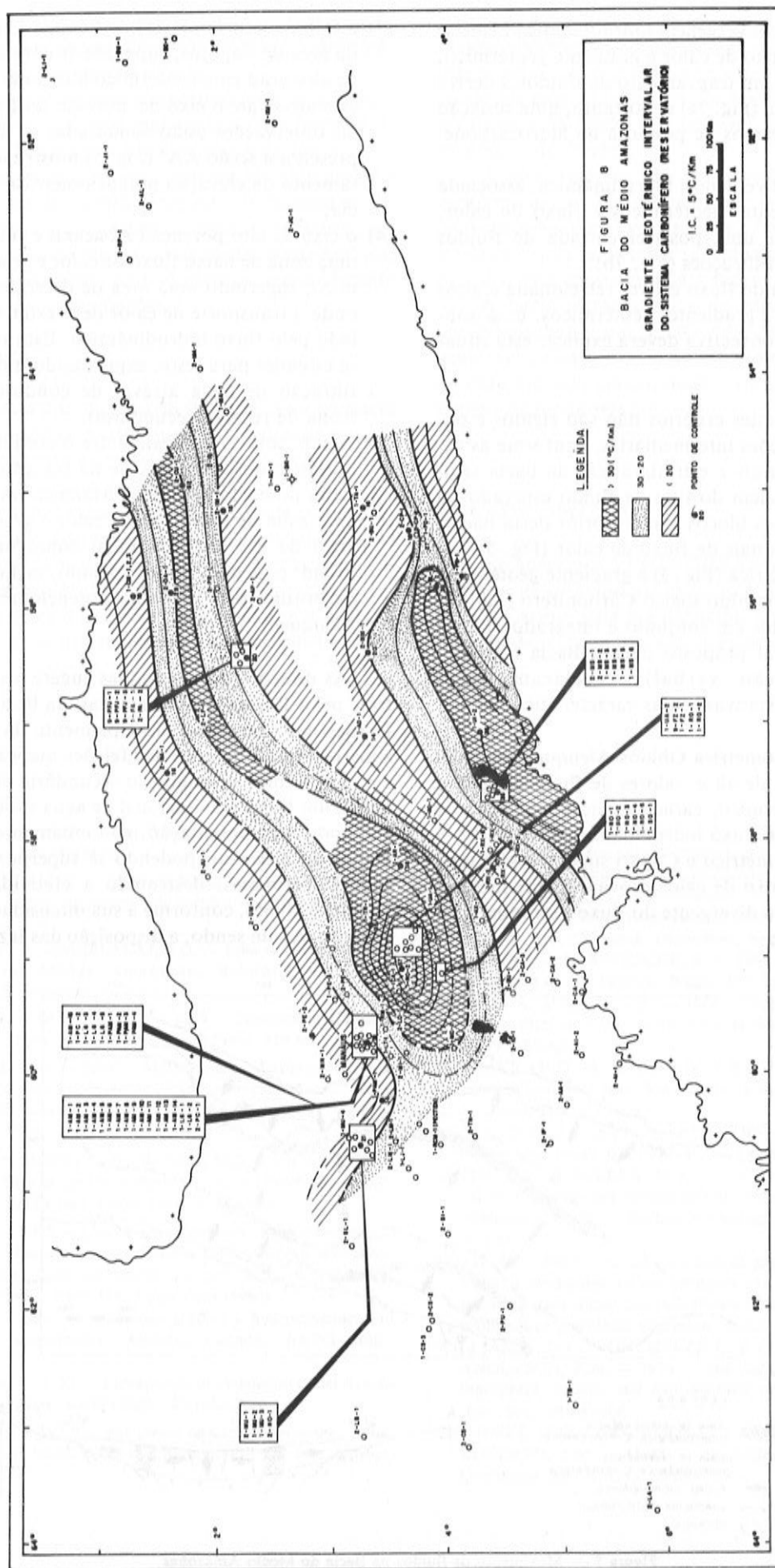


Figura 8 — Gradiente geotérmico intervalar do sistema Carbonífero.

- (1) numa zona de convergência hidrodinâmica associada a um alto fluxo de calor e gradiente geotérmico, deve-se esperar um trapeamento de fluidos à deriva do fluxo de água (Fig. 7a) e, portanto, uma situação favorável em termos de pesquisa de hidrocarbonetos;
- (2) numa zona de divergência hidrodinâmica, associada a baixos gradientes geotérmicos e fluxo de calor, pode-se aventar uma possível entrada de fluidos alóctones por infiltrações (Fig. 7b);
- (3) se a divergência de fluxo estiver relacionada a altos fluxos de calor e gradientes geotérmicos, uma anomalia térmica convectiva deverá explicar esta situação (Fig. 7c).

Logicamente, estes critérios não são rígidos e podem permitir situações intermediárias, conforme as características estruturais e estratigráficas da bacia sedimentar analisada, além do tipo de fluido esperado ou presente nos diversos blocos exploratórios desta bacia.

Os mapas regionais de fluxo de calor (Fig. 5), superfície potenciométrica (Fig. 3) e gradiente geotérmico intervalar do sistema hidrológico Carbonífero (Fig. 8), quando interpretados em conjunto e integrados com o arcabouço estrutural proposto para a Bacia (Caputo, 1986, comunicação verbal), revelaram auto-consistências significativas, cujas características são:

- (1) a calha potenciométrica Óbidos-Alenquer coincidiu com uma faixa de altos valores de fluxo de calor e gradiente geotérmico, caracterizando uma zona de convergência de fluxo hidrodinâmico e de calor;
- (2) o alto potenciométrico e Cupari superpõe-se a uma anomalia de fluxo de calor provavelmente influenciando o padrão divergente do fluxo hidrodinâmico naquela região;

- (3) a calha potenciométrica de Brasília Legal, borda sul da área de Tapajós, superpõe-se com uma anomalia de alto gradiente geotérmico intervalar, cujo padrão estende-se até o eixo de inversão do Rio Maues. Estas observações estão sumariadas na Fig. 6b que representa a seção AA' (Fig. 5) mostrando o comportamento da elevação potenciométrica versus distância;
- (4) o eixo de alto potencial Abacaxis é coincidente com uma zona de baixo fluxo de calor e gradiente geotérmico, sugerindo uma área de divergência de fluxo, onde o transporte de calor deve estar sendo controlado pelo fluxo hidrodinâmico. Esta relação parece se estender para leste, expressando uma zona de infiltração de água através de condutos estruturais (zona de recarga secundária);
- (5) a mais notável analogia entre o conjunto de mapas interpretados constatou-se na posição e direção da calha potenciométrica de Manaus, onde ressalta-se uma zona de alto fluxo de calor e gradiente geotérmico de expressão regional como um verdadeiro 'trend' podendo, se extrapolado, incluir a anomalia da borda norte — calha potenciométrica Óbidos-Alenquer.

As direções das anomalias sugerem um forte controle pelos lineamentos estruturais da bacia, onde as inflexões das charneiras principalmente da borda norte, superpõe-se às direções das feições mapeadas.

Em termos de migração secundária de hidrocarbonetos, um fluxo gravitacional de água subterrânea atuaria, após sua implantação, continuamente nas diversas etapas do processo, podendo se superpor às acumulações já formadas, destruindo a efetividade da trapa (Campos, 1985), conforme a sua intensidade e tempo de atuação. Assim sendo, a disposição das jazidas obedece-

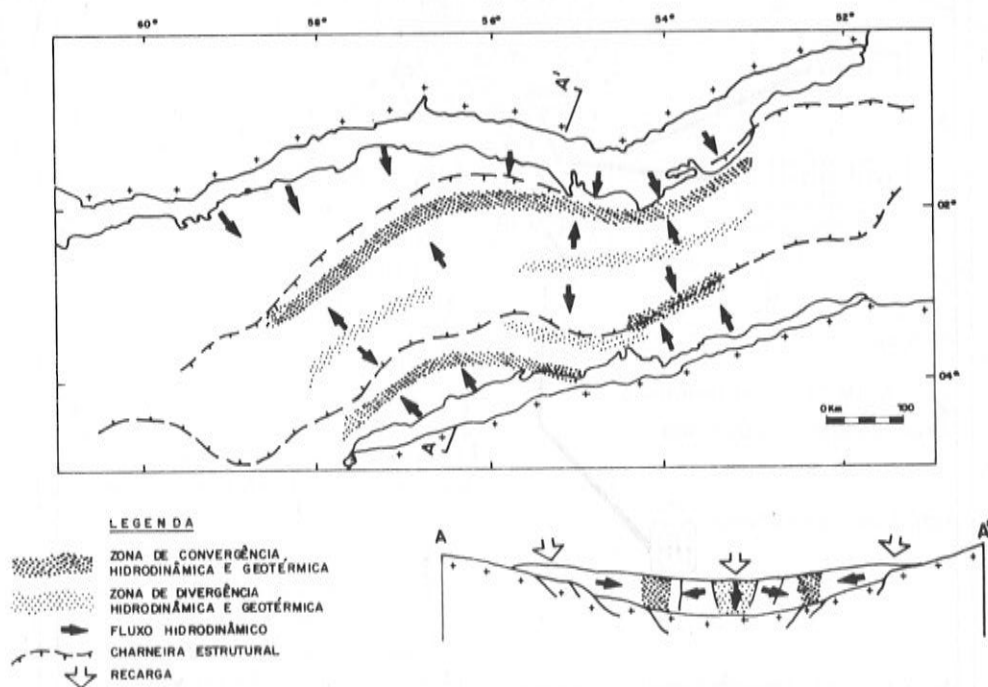


Figura 9 — Movimento de fluidos na Bacia do Médio Amazonas.

ria (além de um condicionamento estratigráfico e estrutural) às variações de um gradiente de fluxo hidrodinâmico atuante no contexto da bacia.

Localmente, o sistema convectivo pode ser o modelo mais aceitável, mas regionalmente a transferência de calor está condicionada à hidrogeologia da bacia.

A Fig. 9 mostra o comportamento hidrodinâmico e geotérmico à luz do modelo proposto, indicando as zonas de convergência e divergência destes parâmetros, em relação ao arcabouço estrutural da bacia. Neste âmbito, as charneiras aparecem como elementos aparentemente controladores daquelas feições.

CONCLUSÕES

A análise da distribuição do fluxo de calor da Bacia do Médio Amazonas mostra que a variabilidade dos valores individuais está associada à movimentação de fluidos dos seus principais sistemas aquíferos.

As correlações estratigráficas, interesse exploratório, continuidade regional e as seqüências hidráulicas isolantes permitiram a identificação de um sistema hidrológico Carbonífero e outro Siluro-Ordoviciano. Intermediária a estes dois sistemas encontra-se a camada estratigráfica geradora representada pelo folhelho Bar-

reirinha. Reunindo os dados geotérmicos e hidrodinâmicos, obtidos através dos mapas de fluxo de calor, gradiente geotérmico intervalar e superfície potenciométrica do sistema hidrológico Carbonífero, integrados ao arcabouço da bacia, foi possível caracterizar a movimentação de fluidos.

A nível regional as superposições das observações geotérmicas e hidrodinâmicas indicam a relação: convergência-alto fluxo de calor e divergência-baixo fluxo de calor, de onde pode-se deduzir que a transferência de calor está condicionada à hidrogeologia da bacia.

A bacia intracratônica do Médio Amazonas está caracterizada por um fluxo médio de calor de $1,3 \pm 0,27 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{s}$ e encontra-se no estágio maduro sob o ponto de vista hidrodinâmico, onde o fluxo gravitacional centrípeto é preponderante

AGRADECIMENTOS

Agradecemos à PETROBRAS S/A pelo apoio e suporte a este trabalho assim como à física Ana Maria dos Santos Carmo, pela sua participação na medida da condutividade térmica das amostras de rocha selecionadas.

REFERÊNCIAS

- BULLARD, E.C. — 1939 — Heat flow in South Africa: Proc. Roy. Soc. London, A, 173:474-502.
- CAMPOS, J.N.P. — 1985 — Hidrodinâmica da Bacia do Parnaíba: "plays" alternativos na pesquisa de hidrocarbonetos. Belém, Rel. Int. DENOR.
- CAMPOS, J.N.P. & ZEMBRUSCKI, S.G. — 1986 — Hidrodinâmica da Bacia do Médio Amazonas. Relatório CENPES/PETROBRAS. no prelo.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, J.C. — 1959 — Conduction of heat in solids, 2ª ed., New York, Oxford Univ. Press, 510 pp.
- CARVALHO, H. da S. — 1981 — Método para determinação de fluxo geotérmico com aplicação às bacias sedimentares petrolíferas do Recôncavo baiano (Brasil) e Sumatra (Indonésia). Tese de Doutorado-UFBA, 92 pp.
- CHAPMAN, D.S., KEHO, T.H., BAUER, M.S. & PICARD, D. — 1984 — Heat flow in the Uinta Basin determined from bottom hole temperature (BHT) data. Geophysics, 49:453-466.
- COUSTAU, H. — 1975 — Classification hydrodynamique des bassins sedimentaires. Utilization avec d'autres methodes pour rationnaliser l'exploration dans des bassins non-productifs: World Petroleum Cong. Proc., 2:105-119. Apud Toth (1980).
- HITCHON, B. — 1984 — Geothermal gradients, hydrodynamics and hydrocarbon occurrences, Alberta, Canada, AAPG Bull., 68:713-743.
- HUBBERT, M.K. — 1953 — Entrapment of petroleum under hydrodynamics conditions. AAPG Bull., 37:1954-2026.
- KLEMME, H.D. — 1971 — The giants and the super-giants. What giants and their basins have in common. Ptl. Oil Gas Journal, 69:85-90.
- MAJOROWICZ, J.A., RAHMAN, M., JONES, F.W. & MILLAN, N.J. — 1985 — The paleogeothermal and present thermal regimes of the Alberta basin and their significance for petroleum occurrences. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 33:12-21.
- NEGLIA, S. — 1980 — Migration of fluids in Sedimentary Basins: Reply to R.E. Chapman. Discussion, AAPG Bull., 64:1543-1547.
- NOGUEIRA, A.H. & WESCHE, E. — 1964 — Análise hidrodinâmica da área do rio Tapajós. Belém, Rel. Int. DENOR.
- NUNN, J.A. & AIRES, J.R. — 1984 — Subsidence history and tectonic evolution of the middle Amazon Basin, Brazil, Re. Técnico-PETROBRAS.
- POLYACK, B.G. & SMIRNOV, Y.B. — 1968 — Relationship between terrestrial heat flow and the tectonics of continents. Geotectonics, 4: 205-213.
- ROBERTSON, E.C. & PECK, D.L. — 1974 — Thermal conductivity of vesicular basalt from Hawaii: J. Geophys. Res., 79:4848-4875.
- SMITH, D.L. & FULLER, W.R. — 1977 — Terrestrial heat flow values in Florida and thermal effects of the aquifer system. Special publication n° 21 — Bureau of Geology, University of Florida, 91-130.
- TÓTH, J. — 1980 — Cross formational gravity — flow of ground water: a mechanism of the transport and accumulation of petroleum (the generalized hydraulic theory of petroleum migration). In problems of petroleum migration. Tulsa, AAPG, 121-167.
- WILLIAMS, D.L. VON HERZEN, R.P., SCLATER, J.G. & ANDERSON, R.N. — 1974 — The Galapagos spreading centre: lithospheric cooling and hydrothermal circulation: Geophys. J.R. Astr. Soc., 38:587-608.
- ZIEI INSKI, G.W., DRAHOVZAL, J.A. DECOURSEY, M.G. & RUPERTO, J.M. — 1985 — Hydrothermics in the Wyoming Overthrust Belt. AAPG, 69:699-709.